Geologie der Alpenrandzone zwischen der Wertach und Pfronten im Allgäu.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt

von der philosophischen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelm-Universität

zu Bonn

von

Paul Schmidt-Thomé

aus Köln

Buch- und Kunstdruckerei Wilh. Postberg, Bottrop i. W.

1936

Berichterstatter:

Prof. Dr. M. Richter.

Prof. Dr. H. Cloos.

Tag der mündlichen Prüfung:

29. Januar 1936.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Mit Genehmigung der Fakultät kommt hier nur ein Hauptkapitel der Dissertation, ohne geologische und tektonische Karte, Profiltafel und Zeichnungen zur Wiedergabe.

Meiner lieben Mutter!

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung 1
Stratigraphie und Tektonik des Flyschs 3
Vorbemerkungen 3
I. Stratigraphie. 5
1. Sigiswanger Decke 6
Unterkreide:
Apt: Tristelschichten 6
Gault 8
Gault-Grenzmergel (untere bunte Mergel) 13
Oberkreide:
Cenoman: Reiselsberger Sandstein 14
Jüngere Oberkreide:
obere bunte Mergel 19
Piesenkopfschichten 21
2. Liebensteiner Decke 24
Turon und jüngere Oberkreide:
bunte Leimernschichten 24
Ueber die pelagischen Kalke des Turons und ihre palaeographische Bedeutung 32
Wildflysch 38
Ofterschwanger Schichten 42
Ueber die Stellung der Ofterschwanger Schichten 46
II. Tektonik 48
1. Liebensteiner Decke 49
Fortsetzung der Liebensteiner Decke nach Osten 51
2. Sigiswanger Decke 52
Fortsetzung der Sigiswanger Decke nach Osten 54
Tektonische Stellung des Flyschs 60
Zusammenfassung 62
Literaturverzeichnis 66

Stratigraphie und Tektonik des Flyschs am Alpenrand zwischen der Wertach und Pfronten im Allgäu.

Die vorliegende Arbeit stellt ein Teilkapitel dar aus einer größeren Untersuchung über die Geologie der Alpenrandzone zwischen der Wertach und Pfronten im Allgäu. Diese wird voraussichtlicherweise demnächst im Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie erscheinen, und zwar zusammen mit einer geologischen Spezialkarte 1:25 000 nebst Profiltafel des oben genannten Gebietes.

Der Zweck der Gesamtarbeit war in erster Linie, die Stratigraphie der Flyschzone zu klären und ihre Beziehungen zu den umgebenden Einheiten festzustellen. Außerdem sollte ein klares Bild von der Gesamttektonik der Alpenrandzone innerhalb des Untersuchungsgebietes gewonnen werden.

Daher mußte sowohl das Helvetikum, als auch das Oberostalpin in einem breiten, an den Flysch angrenzenden Streifen mit untersucht und kartiert werden.

Das westlich der Wertach angrenzende Gebiet ist inzwischen von A. CUSTODIS (Dissertation, Bonn 1936) untersucht worden. Im Osten schließt sich das Untersuchungsgebiet von C. W. KOCKEL, Leipzig, an.

Die Geländeaufnahmen fanden in den Sommermonaten der Jahre 1933 und 1934 statt. Insgesamt erstreckten sich die Kartierungsarbeiten über eine Zeit von mehr als 9 Monaten. Im Sommer 1935 wurden noch einige Revisionsbegehungen durchgeführt.

Zu herzlichstem Dank bin ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. RICHTER verpflichtet. Er nahm bei mehreren Begehungen im Gelände regen Anteil an den Aufnahmearbeiten und zeigte bei der Ausarbeitung des wissenschaftlichen Stoffes

stets größtes Interesse am Fortgang der Arbeit. Danken möchte ich auch Herrn Professor Dr. H. CLOOS und Herrn Professor Dr. J. WANNER für das Interesse, das sie den Problemen der Arbeit entgegenbrachten. Herrn Professor Dr. E. JAWORSKI schulde ich Dank für seine Hilfe und Ratschläge bei der Bestimmung der Fossilien. Ebenso möchte ich Herrn Professor Dr. K. CHUDOBA für seine Ratschläge bei der mikroskopischen Untersuchung der Dünnschliffe danken.

Stratigraphie und Tektonik des Flyschs.

Vorbemerkungen.

Als eine meist über 2 km breite Zone erstreckt sich der Flysch zwischen Helvetikum und Oberostalpin von W. nach O. Entsprechend dem in Bayern allgemein verbreiteten Baustil liegt im Norden, gegen die Molasse angrenzend, das Helvetikum, die Fortsetzung der Säntisdecke. Die südlich darauf folgende Flyschzone läßt in meinem Kartierungsgebiet zwei Deckeneinheiten erkennen: die Liebensteiner Decke im Norden und die Sigiswanger Decke im Süden. Das Oberostalpin, an dessen Aufbau sich Allgäu- und Lechtaldecke beteiligen, setzt am Südrand der Flyschzone ein.

Eingehende Gliederungsversuche des bayerischen und Allgäuflyschs sind erst in jüngerer Zeit gemacht worden. REISER 1920—24, der das von mir bearbeitete Gebiet zum ersten Male genauer untersuchte, mußte auf seiner Karte die Flyschzone noch ungegliedert lassen.

Die erste Einteilung des bayerischen Flyschs in eine jüngere Sandstein- und eine ältere Zementmergel- (Kieskalk-) Gruppe (FINK 1903; BODEN 1922, 1925; KRAUS 1927) erwies sich als ungenügend und falsch, da sich herausstellte, daß Bildungen ähnlicher Fazies, aber verschiedenen Alters übereinander auftreten. Dadurch erklären sich die Widersprüche, welche immer wieder zwischen den Untersuchungen verschiedener Autoren bestanden. Lange Zeit wurde die Meinung vertreten — einige Forscher sind auch heute noch dieser Ansicht —, daß der Flyschsandstein jünger sei als die Zementmergel und Kalkmergel. Dabei sollte der Sandstein Tertiäralter haben und nur die Zementmergel der obersten Kreide angehören. — Bis zum Auffinden von Inoceramenschalen in den letzteren hatte man für den gesamten Flysch Tertiäralter angenommen. — RICHTER 1922; 1924 und weit früher schon

HAHN 1912 waren dafür eingetreten, daß der Flyschsandstein älter sei als die Inoceramen-führenden Mergel. (LEBLING 1912 hatte schon vermutet, daß das Flyschalter vom Neokom bis ins untere Tertiär reiche.) Im Verlauf der weiteren Flyschuntersuchungen (BLÜHER 1932; KRAUS 1929, 1932 a, b; RICHTER 1933) stellte sich heraus, daß sowohl unter, als auch über dem Sandstein Kalkmergel auftreten. Diese waren bisher als einheitliche Serie aufgefaßt worden. Nun erkannte man, daß sich beide Kalkmergelzonen lithologisch ziemlich scharf voneinander unterscheiden. KRAUS 1929 stellte durch den Nachweis von *Orbitolina lenticularis* LAM. in der unteren Kalkmergelzone deren Unterkreide-Alter sicher.

Die ersten eingehenderen Gliederungsversuche des bayerischen Flysches in jüngerer Zeit stammen von RICHTER 1922-1924, welcher vor allem im östlichen Allgäu und in Oberbayern Untersuchungen machte. Er hat damit die moderne Flyschforschung begründet und Anregungen zu weiteren Untersuchungen gegeben. H. J. BLÜHER (Diss., Bonn 1932) konnte, auf den RICHTERschen Ergebnissen fußend, eine genaue Stratigraphie des Ammergauer Flyschs aufstellen.

Einige Jahre nach Richter veröffentlichte E. KRAUS 1927, 1929 Untersuchungsergebnisse aus der Flyschzone des westlichen Allgäus. Scheinbare Widersprüche mit der Auffassung RICHTERS klärten sich später großenteils dadurch auf, daß in der westlichen Flyschzone verschiedene tektonische und stratigraphische Bauelemente auftreten, welche nach Osten zu verschwinden.

Wenn auch die Ergebnisse über die Flyschstratigraphie bei KRAUS und RICHTER heute im wesentlichen übereinstimmen, so weichen ihre Ansichten über die Tektonik der Flyschzone in manchen Punkten erheblich voneinander ab. Dies betrifft sowohl die Stellung einiger Flyschhorizonte selbst (z. B. Ofterschwanger Schichten), als auch die tektonische Stellung der gesamten Flyschzone im Rahmen der Ostalpen.

Bei der stratigraphischen Flyschgliederung mußte vorwiegend von tektonischen und lithologischen Gesichtspunkten ausge-

gangen werden. Vielfach halfen Dünnschliffe foraminiferenhaltiger Gesteine bei der Feststellung des Alters der Gesteinshorizonte aus. Doch sind im allgemeinen die lithologischen Merkmale der einzelnen Flyschabteilungen so kennzeichnend, daß die Horizonte sich im Gelände ohne weiteres auskartieren ließen.

Obwohl die Flyschzone bekanntlich meist nicht besonders günstige Aufschlußbedingungen aufweist, zeigt sich bei sorgfältiger Kartierung, daß auch im offenen Gelände genügend Aufschlüsse vorhanden sind, oft schon in ganz kleinen Rinnsalen. Die größeren Bäche sind fast immer sehr gut aufgeschlossen; ähnlich ist es in den meist mit Wald bewachsenen Sandsteingebieten. Weniger günstig sind die Verhältnisse in mergelreichen Zonen, die häufig von Wiesengelände bedeckt sind. Zahlreiche Quellhorizonte lassen den Boden oft moorig und tiefgründig werden. Gehängerutsche und Gekriech treten, allerdings durchweg in kleinerem Ausmaß, nicht selten auf. Diese Erscheinung ist für den Flysch besonders typisch und hat ihm wohl seinen Namen gegeben: „Flysch" = „Fließen".

Die üppige Vegetation auf den Mergelzonen ist für den Flysch besonders kennzeichnend. Der an sich fruchtbare Sandsteinboden ist gewöhnlich zu trocken und besitzt daher eine ärmere Vegetation.

Eine charakteristische Folge der geringen Härte der meisten Flyschgesteine sind sanfte, wenig gegliederte und nur flach geböschte Geländeformen. Schroffe Gipfelbildungen fehlen völlig. Stärker herausgearbeitet sind lediglich einzelne Kalk-, Sandstein- und Quarzit-Zonen.

I. Stratigraphie.

Die Flyschhorizonte reichen in der Sigiswanger Decke von der Unter- bis in die Ober-Kreide, während in der Liebensteiner Decke meines Arbeitsgebietes nur Oberkreide-Schichten vertreten sind.

1. Sigiswanger Decke.

Die Schichtfolge der Sigiswanger Decke besteht aus:

Piesenkopfschichten bis 200 m obere bunte Mergel 0—15 m	höhere Oberkreide
Reiselsberger Sandstein 30—200 m	Cenoman
untere bunte Mergel 0—25 m (Gault-Grenz-Mergel) „Gault" 50—60 m	Gault
Tristelschichten 50+x m	Apt

Unterkreide: Apt.

Tristelschichten.

Die Tristelschichten, deren Aptalter durch das Vorkommen von *Orbitolina lenticularis* LAM. (KRAUS 1929) gesichert ist, haben ihren Namen von den völlig gleichartig ausgebildeten Unterkreideschichten des Unterostalpins im Rätikon und im Unterengadiner Fenster; es handelt sich um gutgebankte, fein- bis grobspänige Kalke („Tristelbrekzie") und außerdem (TRÜMPY 1916 und CADISCH 1932 b) um echte Flyschgesteine: Mergel, Mergelkalke, Fleckenmergel und Fleckenkalke. Vor allem letztere sind besonders bezeichnend. Vorwiegend dieser Flyschfazies gehören die Tristelschichten meines Kartierungsgebietes an.

Die dickbankigen, teils wulstigen oder unebenen Schichtpakete geben der Serie eine ziemliche Standfestigkeit, die zu steileren Wändchen und Anrissen Anlaß gibt.

Es handelt sich um auffallende, über 1 m mächtig werdende, dichte organogene Kalke, die mir aus dem Flysch sonst nirgendwo im Pfrontener Gebiet bekannt geworden sind. Manche Bänke enthalten schwarze Flecken und erinnern sehr an oberostalpinen Neokomkalk.

Verschiedentlich ist die wulstige oder unebene Ausbildung der Schichtflächen besonders auffällig.

Im mikroskopischen Bild erweist sich das Gestein als ganz dichter Kalk; die Flecken bestehen aus Chalzedon, in dem massenhafte, meist umkristallisierte Radiolarien stecken; auch verkieselte Foraminiferen kommen reichlich vor.

Die Fleckenkalke wechsellagern mit spätigen Kalkbänken, deren Dicke meist bis ½ m beträgt.

Das Dünnschliffbild zeigt in spätiger Kalzitgrundmasse vereinzelt Glaukonit, Pyrit, Muskowit und kohlige Bestandteile; Echinodermenreste finden sich zusammen mit Foraminiferen häufig.

Außerdem kommen bis 2 m dicke Mergeleinschaltungen vor: muschelig-schiefrig spaltende, milde Tonmergel, die der Fazies der Ofterschwanger Schichten nahestehen.

Unter dem Mikroskop erkennt man in der ganz dichten Kalzitgrundmasse reichlich kohlige Einschlüsse, Glaukonit, Pyrit, Brauneisen, vereinzelt Quarzsplitter; die reichlich vorkommenden Foraminiferen sind ziemlich stark umkristallisiert.

Die Tristelschichten sind im untersuchten Gebiet wenig verbreitet. Abgesehen von der lithologischen Beschaffenheit ist ihre Altersstellung auch aus der tektonischen Lagerung ersichtlich.

Im Vilstal, südlich der Scheidbachalpe, bilden Tristelschichten einen Sattel mit deutlich westlichem Achsenfallen. Sie tauchen rasch ab, aber auch gegen O zu verschwinden sie nach einiger Entfernung unter dem auflagernden Gault. Gute Aufschlüsse finden sich an der Vilstalstraße, wo der Sattelbau besonders anschaulich ist. 1,5 m dicke Kalkbänke wechseln mit 2 m mächtigen Mergellagen ab. Die Bänke zeigen z. T. knollige und wulstige Schichtflächen. Die splitterig-muschelig brechenden Kalke sind dicht und hell, z. T. typische Fleckenkalke; außerdem finden sich spätige Feinsandbänke und Mergellagen.

Ein Rinnsal nahe der S-Grenze des Tristelsattels zeigt bei 980 m dicke Kalkbänke mit auffallend wulstigen Schichtflächen. Darüber folgen Glaukonitquarzitbänke des Gault.

Auch bei der Scheidbachbrücke sind die Tristelschichten gut aufgeschlossen. Die oben beschriebenen Gesteinstypen lassen sich hier gut beobachten.

Im Vergleich zu den westlichen Flyschgebieten scheint sich in den Tristelschichten meines Untersuchungsgebietes eine Vermergelung einzustellen; die Serie weist die gleiche Fazies auf, die das Unterneokom der unterostalpinen Falknisdecke kennzeichnet.

Die Mächtigkeit der Tristelschichten beträgt 50 + x m.

Folgende Foraminiferen ließen sich bestimmen:

Globigerina sp.; *Orbulinaria* sp.; *Rotalia* sp.; *Textularia* sp.; außerdem fanden sich Schwammnadeln, Echinodermenreste; Radiolarien vor allem in den Fleckenbalken. *Orbitalina lenticularis* LAM. im westlich benachbarten Gebiet (CUSTODIS 1936).

Gault.

Als „Gault" wurde auf der Karte eine wechselnd zusammengesetzte Gesteinsfolge, die nicht weiter untergegliedert wurde, ausgeschieden. Das Gaultalter ließ sich aus der Lagerung zwischen Neokom und Oberkreide — verschiedentlich bildet Gault auch den Sattelkern — ferner aber auch aus der, ähnlich wie im Helvetikum typischen, quarzitisch-glaukonitischen Fazies erkennen.

Die Gaultgesteine haben häufig eine charakteristische dunkle bis schwarze Farbe, welche einen willkommenen Anhaltspunkt bei der Kartierung der Serie in schlecht erschlossenem Gelände bietet.

Infolge reichlich vorhandener Mergel- und Tonschiefer-Einschaltungen neigt die Serie stark zu Rutschungen. Die härteren Quarzit- und Sandsteinlagen treten immer deutlich hervor. Ganz ähnlich ausgebildeter Gault ist aus dem Unterostalpin des Rätikons bekannt. (TRÜMPY 1916; CADISCH 1932b.)

Eine gesetzmäßige Aufeinanderfolge der einzelnen Gaultgesteinstypen konnte nicht einwandfrei festgestellt werden. Doch weisen die zu besprechenden Einzelprofile manche grundsätzlichen Aehnlichkeiten auf.

Quarzite und Tonschiefer, Glaukonitsandstein, Kalke und Mergel setzen den Gault zusammen.

1. Quarzite und Tonschiefer. Sie kommen meist zusammen nebeneinander vor, wobei der Quarzit in Linsen oder einzelnen Bänken auftritt. Der Quarzit ist schwarz bis dunkelgrün, je nach seinem Glaukonitgehalt; einzelne Bänke zeigen Uebergänge in sehr harten Quarzitsandstein. Besonders bezeichnend sind außerordentlich harte, splitterig brechende, grüne „Oelquarzite". Sie

stecken oft als faust- bis kopfgroße Linsen in den Tonschiefern. Diese enthalten außerdem nicht selten Einschlüsse von völlig zertrümmertem, quarzitischem Kalk von schwarzer Farbe.

Tonschiefer sind für den Gault ebenfalls bezeichnend. Infolge ihrer geringen Härte sind sie intensiv durchknetet und verfaltet. Sie haben schwarze bis grüne, selten graue Färbung und sind gewöhnlich ganz kalkfrei.

Die Zone der Quarzite und Tonschiefer wird nicht über 20 m mächtig.

2. Glaukonitsandstein. Dieser ist wegen des großen Quarzitgehaltes recht hart und daher meist gut aufgeschlossen. Sein Glaukonitgehalt ist oft erheblich; der Kalkgehalt wechselt. Manchmal kann man unter der Lupe einzelne Spatkristalle neben den abgerundeten Quarzkörnern, Glaukonitkörner und massenhaft Muskowitschüppchen erkennen.

Im Dünnschliff durch einen Glaukonitsandstein erkennt man folgendes:

Teils schwach gerundete, teils eckige, große Quarzkörner; reichlich Glaukonit; Muskowit; selten Granat und Plagioklas. Diese Komponenten sitzen in einer dichten Kalzitgrundmasse. Umkristallisierte Foraminiferen sind häufig.

Spat- oder Quarzadern durchsetzen den Sandstein, welcher meist mit auffallend heller, charakteristischer Farbe verwittert.

Im Bruch und auch bei nicht zu weit fortgeschrittener Verwitterung erscheint das Gestein meist silberweiß oder weißgrau bis grünlich, was es scharf vom jüngeren Reiselsberger Sandstein unterscheidet; dieser hat durchweg eine bräunliche Verwitterungsfarbe. Doch können vereinzelt Gaultsandsteinbänke dem Reiselsberger Sandstein recht ähnlich werden. Der Sandstein kann aus Quarzit an der Gaultbasis hervorgehen, kommt aber auch als breite Zone mitten in Tonschiefern oder Kalkmergeln vor.

Seine Mächtigkeit beträgt bis 15 m.

3. Kalke und Mergel. In ihrem Aussehen wechseln diese sehr. Es kommen muschelig spaltende Kalkmergel vor, ferner plattig-schiefrige Mergel und sandige Mergelkalke; Plattenkalke,

die den Piesenkopfkalken ähneln, werden manchmal ziemlich mächtig. Fast regelmäßig treten sie an der oberen Gaultgrenze (Gaultgrenzmergel), worauf im folgenden Abschnitt näher eingegangen wird, auf.

Ein Gaultkalk zeigt unter dem Mikroskop folgendes Bild:

Dichte Kalkgrundmasse mit massenhaft Foraminiferen; Quarz- und Glaukonitkörnchen selten; Pyrit.

Bei einem spätigen Kalk erkennt man:

Grobspätige Kalzitgrundmasse; reichlich Glaukonit; gelegentlich Quarzsplitter; Muskowit; zahlreiche Foraminiferen.

Die Mächtigkeit der Mergel und Kalke wechselt zwischen wenigen Zentimetern und vielen Metern.

Der Gault bildet nahe am Südrand der Sigiswanger Decke einen Sattel, der im W meines Untersuchungsgebietes unter Reiselsberger Sandstein taucht. Im O grenzt sein Südflügel unmittelbar an das Oberostalpin.

Am Nordhang des Sorgschrofens weist ein Wiesenrinnsal bei 1300 m folgendes Gault-Profil auf:

Nördlicher Kontakt zum Reiselsberger Sandstein des Sattel-Nordflügels nicht aufgeschlossen;

1. wenige Lagen verdrückter, schwärzlicher Quarzitsandstein;
2. einige m weißlicher, glimmerreicher Sandstein, kalkfrei;
3. 1 m schwarze, verdrückte Schiefer mit plattigen Oelquarzitbänkchen;
4. 20 m Quarzitsandstein-Schutt;
5. verrutschte organogene Mergelkalke (Gaultgrenzmergel), 2 m; Kontakt zu Reiselsberger Sandstein des Sattel-Südflügels.

Im oberen Riesenbach stehen von 1210 m bis 1250 m schlecht aufgeschlossene Sandsteine, schwarze Tonschiefer und Oelquarzitbänke an.

Der Tristelsattel im Vilstal weist auf dem Südflügel folgendes Querprofil vom Reiselsberger Sandstein bis in die Tristelschichten auf:

Sattel-Südflügel in dem Rinnsal mit den drei Quellbächen (siehe topographische Karte 1 : 25 000):

1. Bachauf folgen auf Reiselsberger Sandstein 6 m plattige organogene Kalke (Gaultgrenzmergel) mit dünnen Tonmergellagen;

2. schwarze Tonschiefer und plattige Mergelkalke mit eingeschalteten Oelquarzitbänken;
nach 20 m setzt Moräne ein.

Im nächst nördlichen Rinnsal Aufschluß der Gault-Tristelgrenze; Bach fließt fast im Streichen:

3. Von der Straße bachauf 30 m weit muschelig spaltende Kalkmergel;
4. Uebergang in schwärzlich-grüne und graue Tonschiefer,
5. abgelöst von plattigen Mergeln mit schwarzen Zwischenlagen;
6. einige Meter weißlicher Gaultsandstein;
7. dicke Glaukonitquarzitbänke im Kontakt zu den Tristelschichten des Sattelkerns.

Gault auf dem N-Flügel des Sattels an der Vilstalstraße:

1. Wo die Straße nach kurzem Aufstieg fast eben wird, setzen 10 m verrutschte schwarze Tonschiefer ein, ohne unmittelbaren Kontakt zu den Tristelschichten; in den schwarzen Tonschiefern Einschlüsse von Oelquarzitbrocken und zerbrochenen schwärzlichen Sandkalken;
2. einige m grauweiß verwitternder muskowitreicher Sandstein mit Tonmergelzwischenlagen; dieser wird nach N zu hell und quarzitisch;
3. 20 m Schutt;
4. 5 m mürber Sandstein;
5. 10 m verrutschte Kalkmergel (Gaultgrenzmergel);
6. Wo die Straße ihren höchsten Punkt erreicht, Grenze gegen Reiselsberger Sandstein.

Bis zum Vilstalausgang bei Pfronten finden sich am Fuß des Edelsberg-Hangs immer wieder kleine Gaultaufschlüsse. Bei der Berg- und Tal-Säge ragt an der Straße weißverwitternder, kalkiger Sandstein mit ockergelb verwitternden Glaukonitkörnchen aus dem Moränengelände. Nahe der Brücke zur Schochers Säge steht ebenfalls typischer Glaukonit-Sandstein an; hier wurden bei Straßenarbeiten am Berghang schwarze Tonschiefer mit Oelquarzitbrocken freigelegt.

In dem Tobel, welcher von der ehemaligen Alphütte der Röfleuter Sennalpe herabkommt, schaut an einigen Stellen Gault aus dem Schuttkegel des Baches heraus. Es zeigt sich:

1. 30 m Bachschutt von der Brücke aus bachauf;
2. einige m muschelig-schiefrige Mergel und plattige Kalkmergel;
3. bei einer scharfen Westwendung des Tobels Uebergang in spätigen Glaukonitsandstein, der stellenweise konglomeratisches Aussehen hat;

er enthält nußgroße Glimmerschieferbrocken, Quarzitbrocken, schwärzliche Hornsteine, dichte Kalke, ähnlich ostalpinem Malm-Aptychen-Kalk; 1 m;

4. nach 30 m Bachschutt 2 m verdrückte Kalke und Mergel, von einigen Sandsteinbänken eingeleitet; die Kalke sind z. T. sehr grobspätig;
5. Bachschutt bis zum Einsetzen des Reiselsberger Sandsteins, an dessen Basis sich unsicher anstehende, plattige Mergel finden (Gaultgrenzmergel).

Die beiden östlich folgenden Bäche bieten sehr gute Aufschlüsse. Im westlichen Bach findet sich folgendes Profil:

1. Gleich über der Straße 20 m schwarze und grüne Tonschiefer mit großen Oelquarzitlinsen;
2. Uebergang in über 10 m muschelige Mergelkalke, in Wechsellage mit Sandsteinen, die durch reichen Muskowitgehalt silberweiß erscheinen; der quarzitische Sandstein ist stellenweise glaukonitreich, eingeschaltet sind einzelne schwarze Tonschieferlagen;
3. 10 m Sandstein, mit plattigen Sandkalken wechselnd;
4. 10 m verrutschte, schwarze Tonschiefer mit Oelquarziteinschlüssen;
5. 5 m weißlicher Sandstein, oben mit schwarzen und grünen Tonschiefern wechselnd;
6. 10 m, bis zur Bachgabelung, Moränenschutt, darüber 15 m Sandstein, der rasch aus einigen Lagen grüner Tonschiefer hervorgeht;
7. 25 m Moräne, darüber 15 m Gaultgrenzmergel; im nächst östlichen Tobel ist ihr Kontakt zum Reiselsberger Sandstein gut aufgeschlossen.

Am Vilstalausgang bei Pfronten-Halden stehen Glaukonit- und Oelquarzitbänke des unteren Gault im Bachbett und auf dem Südufer der Vils an. Die steile Böschung nördlich über der Straße schließt Gaultgrenzmergel auf. Bei der Uferverbauung stehen am Bachrand mehrere m Schiefer und Mergel an. Die Schiefer sind rot und grün gefärbt und gehen z. T. in milde Kalkmergel über, z. T. werden sie von plattigen Sandkalken und organogenen Kalken abgelöst. Diese Gesteine finden sich alle auf engem Raum längs der Uferverbauung. Mitten im Bachbett stehen harte Glaukonit- und Oelquarzite an; ihre steilstehenden Schichtköpfe schauen auch bei höherem Wasserstand aus der Vils. Die Quarzite und Sandsteine werden gut 6 m mächtig.

Auf dem Vils-S-Ufer stehen quarzitischer Kalk, Sandstein und schwärzliche Tonschiefer an. Am Hang über dem Weg weisen

Sandsteinfelsen einen großen Glaukonitgehalt auf. Wir stehen nun auf dem S-Flügel des Gaultsattels. Ein kleines Rinnsal, das vom Rappenschrofen, von S her, kommt, zeigt folgendes Profil:

1. Unten und am Hangfuß verbreitet glaukonitischer Quarzitsandstein, stellenweise glimmerreich;
2. im Rinnsal Uebergang in schwarzen, fettglänzenden Oelquarzit, 1 m, zusammen mit schwarzen Schiefern;
3. nach 10 m Schutt 2—3 m dunkle Schiefer mit schwärzlichen Kalkeinschlüssen;
4. 5 m Schutt und dann 1 m schwärzlich-grüne Schiefer;
5. 1 m Quarzitsandstein, darüber Moräne.

Aus den einzelnen Profilen ergibt sich eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Aufeinanderfolge der verschiedenen Gaultgesteine. Folgendes Allgemeinprofil scheint vorzuherrschen:

1. An der Gault-Basis 6 m gutgebankter Oelquarzit und harter Glaukonit-Quarzitsandstein;
2. 2—4 m, teils bunte Mergel, Kalke und Tonschiefer;
3. 10—15 m schwarze und grüne Tonschiefer mit Linsen von Oelquarzit und schwarzem zerbrochenem Kalk;
4. 5—30 m heller Glimmersandstein in Wechsellage mit Mergeln und Tonschiefern; diese enthalten Oelquarziteinschlüsse;
5. 10 m heller, glaukonitischer Glimmersandstein;
6. 15—20 m Gaultgrenzmergel, z. T. mit Rotlagen (untere bunte Mergel).

Die Mächtigkeit des Gaults beträgt 50—60 m. Infolge des Sattelbaus erscheint sie an einigen Stellen wesentlich größer.

Im Gault, besonders in Mergeln und Kalken des höheren Gault, kommen folgende Foraminiferen vor:

Biloculina sp.; *Globigerina cretacea* D'ORB.; *Globotruncana canaliculata* CUSHMAN; *Nodosaria* sp.; *Orbulinaria* sp.; *Textularia* sp.; außer Foraminiferen finden sich Schwammnadeln und Echinodermenreste.

Gault-Grenzmergel.

(Untere bunte Mergel.)

Innerhalb der Sigiswanger Decke treten auf der Grenze von Gault und Reiselsberger Sandstein an fast allen gut aufgeschlossenen Stellen Mergel und Mergelkalke auf, die ihrer Lage nach

obersten Gault vertreten können. Da sie an einigen wenigen Stellen bunte Mergel enthalten, nehmen sie höchstwahrscheinlich die Stellung der „unteren bunten Mergel" BLÜHERS 1932 ein, welche dieser und außer ihm auch RICHTER 1933 im Flysch Oberbayerns nachweisen konnte.

Es handelt sich um eine 10—20 m mächtige Serie von plattigen Mergelkalken mit 5—10 cm dicken Tonmergel-Zwischenlagen. Die Gesteine sehen den jüngeren Piesenkopfkalken ähnlich.

Unter dem Mikroskop erkennt man in feinspätiger bis dichter Kalzitgrundmasse zahlreiche Quarzsplitter und Glaukonitkörner; dazu kommt etwas Pyrit und Brauneisen; Muskowit. Foraminiferen sind reichlich vorhanden.

Die Gault-Grenzmergel kommen vor am Sorgschrofen auf dem S-Flügel des Gaultsattels; ferner auf dem N- und S-Flügel des Tristel-Gault-Sattels im Vilstal; endlich auch an verschiedenen Stellen des Edelsbergfußes im Vilstal, wo sie an zwei Stellen rote Mergel enthalten.

Die Serie scheint vielfach primär zu fehlen.

Im vorhergehenden Abschnitt wurden bei Besprechung der verschiedenen Gaultprofile die wichtigsten Stellen, an denen Gault-Grenzmergel vorkommen, schon mitbeschrieben. Die größte Mächtigkeit erreichen die Gault-Grenzmergel in den östlichsten Nebenbächen der Vils nahe deren Talausgang bei Pfronten-Halden. Die Mergel werden 20 m mächtig und bestehen aus plattigen, 10—15 cm dicken Kalkbänken und ebenso dicken Mergelzwischenlagen. Letztere sind vielfach auffallend gelb-grün gefärbt. Die plattigen, hellgrauen bis dunklen Kalke von splitterig-muscheligem Bruch sind teils ganz dicht, teils feinsandig, glaukonitisch.

Im Dünnschliff ließ sich folgendes bestimmen:

Globigerina cretacea D'ORB.; *Nodosaria* sp.; *Oligostegina laevigata* KAUFM.; *Orbulinaria* sp.; *Textularia conulus* REUSS; *Textularia* sp.; Echinodermenreste.

Oberkreide: Cenoman.

Reiselsberger Sandstein.

Der Reiselsberger Sandstein stellt wahrscheinlich die, auch im Ober-Ostalpin vorhandene, typische Transgressionsfazies des

Cenomans dar. CADISCH 1932 b beschreibt Cenomansandsteine und -konglomerate aus der unterostalpinen Schichtfolge des Unterengadiner Fensters. Der Sandstein nimmt flächenmäßig das größte Gebiet innerhalb der Flyschzone ein und prägt daher der Flyschlandschaft charakteristische Merkmale auf, was Oberflächengestaltung und Vegetation angeht. Steiler geböschte Gehänge mit kleinen Felspartien, breite Gipfelformen und Rücken, deutlich herausgearbeitete Felsköpfchen und Leisten an den Talhängen sind die äußeren Erscheinungsformen im Gelände. Eigentlich schroffe Formen fehlen wegen der leichten Verwitterbarkeit des Gesteins.

Der Boden ist infolge seiner Durchlässigkeit im Vergleich zu den Mergelgebieten recht trocken, was eine verhältnismäßig arme, nicht allzu üppige Vegetation zur Folge hat. Wo der Wald fehlt, finden sich vorwiegend Weiden, da der Boden für Mahdwiesen gewöhnlich zu trocken ist. In höheren Gebieten ist der Sandstein mit Nadelwald bestanden.

Für „Flyschverhältnisse" ist das Sandsteingelände recht gut aufgeschlossen; man ist keineswegs auf Tobelprofile angewiesen, immer wieder finden sich im Gelände kleinere oder größere Felsrippen.

Die Bankung ist durchweg gut; ihre Dicke schwankt zwischen wenigen cm und 1 m.

Kennzeichnend für den Reiselsberger Sandstein ist eine graubraune bis bräunliche Verwitterungsfarbe, die das Gestein recht gut vom Gaultsandstein unterscheidet.

Die lithologische Ausbildung ist oft einförmig, doch schwankt die Korngröße der Sandsteinkomponenten sehr: ganz grobe Konglomerat- und Brekziensandsteine (Edelsberg-S-Hang: Zerlachbach bei 1000 m, mit über 2 cm großen Komponenten; Punkt 1100 östlich des Zerlachbachs; Scheidbach; Steinbruch bei Pfronten-Berg) wechseln mit feineren und feinsten Sandsteinbänken. Außerdem kommen verschiedenartigste Mergeleinschaltungen vor, die gewöhnlich nur geringmächtig sind. Immerhin erreichen sie an einigen Stellen über 8 m Mächtigkeit.

Die Schichtflächen der Sandsteinbänke sind öfters auffallend uneben und wulstig (S-Hang des Tälchens südwestlich von Jungholz, bei 1100 m; Steinbruch bei Pfronten-Berg), was auf Rutschungen unter Wasser während der Sedimentation zurückgeführt wird. Abdrücke von Wurmkriechspuren und knotenartige Bildungen bedecken nicht selten die Schichtflächen. „Flyschalgen" finden sich besonders auf Feinsandstein- und Mergel- oder Kalkbänken.

Die Sandsteine zeigen fast überall regelmäßig angeordnete Klüfte; mitunter sind sie auch völlig zerbrochen.

In frischem Zustand ist das Gestein blaugrau bis bräunlich, selten grauweiß oder grünlich (Zerlachbach, 1310 m). Seine Zusammensetzung ist mannigfaltig; kristalline Komponenten überwiegen weitaus. Diese sind manchmal vollkommen abgerundet, nicht selten aber auch eckig. Außer Quarz sind am Aufbau des Sandsteins beteiligt: Muskowit; Feldspäte, oft rotgefärbt; Serpentin; Glimmerschiefer; phyllitische Tonschiefer-Brocken. Letztere kann man in den konglomeratisch ausgebildeten Gesteinen mit bloßem Auge erkennen. Glaukonit tritt im Gegensatz zum Gaultsandstein ziemlich zurück.

Ein Schliff durch einen brekziösen Sandstein zeigt folgendes:

In der dichten Kalzitgrundmasse sitzen zahlreiche eckige Quarzsplitter, große Kalzite, Chlorit, Muskowit, Glaukonitkörner und kohlige Substanz. Foraminiferen sind reichlich vorhanden.

Die Mergellagen des Reiselsberger Sandsteins wurden bei der Kartierung in den Tobelprofilen oder, wo sie sich im Gelände auf längere Erstreckung beobachten ließen, auf der geologischen Spezialkarte ausgeschieden. Dabei zeigte sich, daß sie regellos als lokale Einschaltungen innerhalb der Sandsteinserie auftreten.

Fast alle Mergeltypen des Flyschs kommen vor; sie sind im Handstück nicht von manchen Mergelhorizonten zu unterscheiden. So finden sich Einschaltungen flach-muschelig spaltender Tonmergel, ferner ebenspaltende schiefrige Mergel, die sehr sandig werden können. Geringmächtige Einlagerungen plattiger Mergelkalke, welche den Piesenkopfkalken gleichen, sind nicht selten. Infolge der ganz geringen Mächtigkeit — oft beträgt sie weniger als 1 m —

und der normalen Lagerung zwischen Sandsteinbänken kann es sich nicht um eingeklemmte Muldenreste von Piesenkopfkalk handeln.

Dünnschliffe durch einen Kalk-Mergel zeigen in der dichten Kalzitgrundmasse viel kohlige Substanz, sehr wenig Glaukonit; gelegentlich Pyrit und Brauneisen. Foraminiferen, die an sich nicht selten sind, fallen infolge ihrer Kleinheit bei mikroskopischer Betrachtung kaum auf.

Schöne Aufschlüsse von Reiselsberger Sandstein finden sich in der Wertach. Man sieht, wie öfters Bänke mit „rhythmisch-asymmetrischer Repetitionsschichtung" sich den normalen Sandsteinbänken einordnen. Aus ihnen erkennt man, wo in der Schichtfolge „unten" und „oben" ist: das grobe Material liegt immer unten! Mergeleinschaltungen in größerem Ausmaß zeigen sich an mehreren Stellen. Unter dem Stauwehr des Kraftwerks bei der Pfeifferer-Säge im Wertachtal sind dem Sandstein fast 8 m organogene Plattenkalke und sandige Mergel, die mit Sandsteinbänken wechseln, eingelagert. Diese setzen weder nach O noch nach W fort. Bei der zweiten Flußschleife darunter findet sich eine weitere Mergeleinschaltung, welche ein Stück weit nach O zu beobachten ist. Auch sie ist etwa 8 m breit und besteht außer aus Mergelkalken besonders auch aus schiefrigen Kalkmergeln.

Im Scheidbach bei 1100 m findet auf eine Strecke von 100 m ein äußerst intensiver Wechsel von Sandsteinen und Mergelkalken statt; auf über 150 m Sandstein im unteren Tobel folgen: bei 1100 m 10 m Kalk; 8 m Sandstein; 25 m Kalk; 5 m Sandstein; 5 m Kalk; 10 m Sandstein; 3 m Kalk; 15 m Sandstein und dann in breiter Zone Piesenkopfkalk. Dieser Wechsel ließ sich auf der Karte nicht darstellen. Sicherlich handelt es sich um einen allmählichen Uebergang aus der Liegend- in die Hangend-Serie. Einschaltungen von bunten Mergeln konnten nicht beobachtet werden.

Ein ähnlich intensiver Wechsel von Sandstein und Kalk läßt sich bei der Zusammenmündung von Kreuzbach und oberem Geisenriederbach feststellen. Hier quert außerdem eine größere Blattverschiebung den Tobel, wodurch eine scharfe Grenzziehung zwischen Sandstein und Kalk nicht möglich ist.

Größere Einschaltungen von schiefrigem Kalk kommen nördlich unter dem Bürstling, dem W-Teil des Edelsbergstocks, vor; sie werden teils über 6 m mächtig.

Ein Steinbruch in dem Hügel hinter der Kirche von Pfronten-Berg zeigt besonders schön auf kleinem Raum die verschiedenen Gesteinstypen des Reiselsberger Sandsteins.

Von NO nach SW treten folgende Gesteine auf, etwa 20 bis 25 m:

1. Grobkonglomeratischer kalkiger Sandstein, allmählich feiner werdend, das verwitterte Gestein zeigt zellige Hohlräume;
2. dünnes Band eines bituminösen, sandigen Tonschiefers;
3. blau-grauer, feinkörniger Sandstein, von Kluft- und Rutschflächen durchsetzt.
4. Zwei Tonschieferlagen, durch eine Glimmersandsteinbank getrennt;
5. Kalksandstein mit zelliger Verwitterung; der Spatkalk, der die Kluftflächen bedeckt, zeigt deutliche Rutschstreifen;
6. Zwei bituminöse Tonmergellagen; beide durch eine glimmerreiche Kalksandsteinbank voneinander getrennt;
7. blau-grauer Kalksandstein mit einzelnen Tonschieferzwischenlagen;
8. dunkle Tonschiefer und harte Kieselkalkbänkchen;
9. kalkiger, bituminöser Glimmersandstein.
10. Eisen- und Kohle-haltiger Tonsandstein-Horizont;
11. kalkiger Glimmersandstein;
12. Tonschiefer, vorübergehend kalkig werdend und dann in grüne, weiche Tonschiefer überleitend;
13 grobkonglomeratischer Kalksandstein mit dicken Fließwülsten auf den Schichtflächen; von Kalkspatgängen mit Rutschflächen durchzogen. Die Sandsteinkomponenten haben z. T. über 1 cm Durchmesser.

Außer verschiedenen „Flyschalgen" fanden sich in dem Reiselsberger Sandstein Pflanzenreste, die z. T. noch Stengel-Querschnitte erkennen ließen.

Von der Mikrofauna ließ sich im Dünnschliff bestimmen:

Globigerina cretacea D'ORB; *Globotruncana canaliculata* CUSHMAN; *Oligostegina* sp.; *Orbulinaria* sp.; *Rotalia* sp.; *Textularia* sp.; Schwammnadeln; Schalenreste; umkristallisierte Radiolarien in Kalkzwischenlagen.

Infolge der intensiven Eigentektonik des Flyschs ist eine genaue Mächtigkeitsangabe des Reiselsberger Sandsteins

nicht möglich. Sicherlich beträgt sie im N der Sigiswanger Decke weit über 200 m, nimmt dann nach S aber auffallend stark ab; sie geht bis auf fast 30 m Mächtigkeit zurück.

Diese Tatsache erklärt sich daraus, daß im Flyschtrog die Sandsteinschüttung nach S zu, mit zunehmender Entfernung von der damaligen Küste, mehr und mehr abnahm.

Turon und jüngere Oberkreide.

Obere bunte Mergel.

Schon 1903 hat FINK diesen Horizont beschrieben. RICHTER 1924 hat die oberen bunten Mergel an verschiedenen Stellen meines Arbeitsgebietes festgestellt. Auch BODEN 1922; 1925 und BLÜHER 1932 stellten den im O mit großer Regelmäßigkeit auftretenden Horizont auf der Grenze Sandstein-Piesenkopfkalk fest.

Ich konnte die Mergel an verhältnismäßig wenig Stellen und dann immer nur in geringer Mächtigkeit nachweisen. Sonst fehlen die bunten Mergel anscheinend überall primär. Dafür stellt sich manchmal ein intensiver Wechsel zwischen Sandstein und Mergel, also ein allmählicher fazieller Uebergang ein (siehe S. 17).

Die Zone der oberen bunten Mergel besteht meist aus nur wenigen Bänkchen hell- bis dunkelroter, auch grüner und schwärzlicher Tonmergel; sie wurde im allgemeinen nur da auf der Karte ausgeschieden, wo rote Mergel vorhanden sind; denn schwarze und grüne Mergeleinlagerungen treten auch innerhalb der Sandsteine oder Piesenkopfschichten auf. Nur an wenigen Stellen, wo auf der Grenze gegen die Sandsteine auffallend mächtige schwarze und grüne Tonmergel auftreten, wurden diese zu den oberen bunten Mergeln gerechnet.

Die Serie liegt vielfach nicht genau auf der Grenze zwischen Sandstein und Piesenkopfschichten, sondern innerhalb der letzteren selbst. Daher sind ihre Begleitgesteine durchweg die gleichen wie diejenigen, welche die Piesenkopfserie aufbauen.

Im Hauptquellbach des Zimmerholzbachs östlich der Wertach (bei „S" von Steinerberg) findet sich auf der Grenze von Piesenkopfschichten und Sandsteinen eine mehrere Meter breite Zone von schwarzen und grünen Tonmergeln. Rote Mergel tauchen 100 m nördlich von hier inmitten der Piesenkopfschichten auf. Diese entsprechen der Lage nach vielleicht der „Rötenbachserie" des Ammergauer Flyschs (KOCKEL, RICHTER, STEINMANN 1931), welche eine Einschaltung innerhalb der Piesenkopfschichten darstellt. — Ob die von mir festgestellten, noch zu beschreibenden (S. 22) Brekzienbänke in der Piesenkopfserie den im Ammergau vorkommenden Brekzieneinschaltungen der Rötenbachserie entsprechen, ließ sich nicht feststellen. —

Ebenfalls etwa 100 m vor der Sandsteingrenze entfernt stehen am Westhang des Scheidbachs bei 1170 m in einem Weg innerhalb der Piesenkopfschichten 2 m bunte Mergel an, die der Rötenbachserie entsprechen können. Eine weitere Einschaltung bunter Mergel in der gleichen Lagerung findet sich auf dem Edelsberg-O-Hang, im nördlichen Teil der breiten Piesenkopfmulde.

Im Buchwaldsbach treten auf eine Strecke von 12 Meter die oberen bunten Mergel mit 4 verschiedenen Rotlagen auf, die 0,2—1 Meter mächtig werden. Sie setzen sich z. T. aus ziemlich reinen Mergelkalken zusammen. Oestlich des Buchbaldsbachs, bei 1030 m, stehen, in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände verrutscht, bunte Mergel an, die auf die Nähe der nördlich folgenden Reiselsberger Serie hindeuten. Sie werden im O durch eine Störung abgeschnitten und machen so den Versatz durch die Blattverschiebung, die von Gehängeschutt verdeckt ist, anschaulich.

Im Höllbach, an der oberen Grenze der mächtigen Piesenkopfkalkmulde, stellen sich 15 m vor Einsetzen des Sandsteins auffallend tonige Mergel von grüner und schwarzer Farbe ein.

Im Gundsbach sind bei 1100 m auf der Grenze gegen den Reiselsberger Sandstein ebenfalls 8 m schwarze und grüne Tonmergel festzustellen.

Auf dem O-Hang des Edelsbergs ist die bunte Zone, meist bis 50 m vom südlichen Sandsteinrand entfernt, ziemlich durch-

gehend vorhanden: sie zieht als 15—50 cm breites Lager roter Tonmergel zum O-Fuß des Edelsbergs hinab. Die beiden Mulden von Piesenkopfschichten westlich Pfronten-Halden zeigen auf beiden Muldenflügeln wenige cm obere bunte Mergel (RICHTER 1924).

Die Mächtigkeit der oberen bunten Mergel beträgt 0—15 m.

Piesenkopfschichten.

Die Serie der Piesenkopfschichten bildet zahlreiche, wechselnd breite Muldenzüge innerhalb des Reiselsberger Sandsteins.

Im Landschaftsbild fällt sie sowohl morphologisch, als auch durch ihre besondere Vegetation auf. Scharfe Geländeformen fehlen, es herrschen sanft geneigte Hänge und feuchte, vermoorte Verflachungen vor. Die Vermoorung oder Versumpfung ist bedingt durch zahlreiche Quellhorizonte, die infolge des undurchlässigen Mergelbodens die Bildung nasser, anmooriger Wiesen begünstigen. Weiden und Mahdwiesen sind im Bereich der Piesenkopfserie verbreitet.

Die zahlreichen Quellhorizonte geben Anlaß zu Hanggekriech und kleineren Bergschlipfen. Dabei entstehen durch Aufreißen und Abrutschen der Grasnarbe charakteristische Anrisse mit einem bleichen Boden voller kleiner, eckiger Mergelkalkbrocken. Diese erleichtern im schlecht erschlossenen Gelände das Erkennen der Serie sehr. Schon in kleinen Rinnsalen und erst recht in den großen Bächen sind die Piesenkopfschichten meist gut aufgeschlossen, wenn auch an den steilen, unterspülten Hängen immer wieder Rutschungen auftreten.

Es handelt sich um eine Wechselfolge von plattigen Kiesel- und Mergelkalken mit Tonmergeln, Schiefern und einzelnen Sandsteinbänken. Der rasche Wechsel von 10—15 cm dicken Plattenkalken mit ebenso mächtigen Mergellagen ist für die Serie bezeichnend. Intensive Spezialfaltung wird dadurch sehr begünstigt. Im einzelnen kommen mannigfaltige Abweichungen der Gesteinsausbildung vor: größere Dickbankigkeit, wechselnder Kalk- und Ton-

gehalt, damit verbundene größere oder geringere Vermergelung der Gesamtzone, Uebergang in feinsandige oder kieselige Kalke. Die Gesteinsfarbe wechselt von dunkelgrau über grün und gelb bis hellgrau je nach Kalk- und Bitumengehalt.

Der eigentliche Piesenkopfkalk ist ein makroskopisch und mikroskopisch dichtes, „organogenes" Gestein von wechselnder, plattiger Schichtung. Die Dicke der Bänke schwankt zwischen 2 und 25 cm. Nur selten sind die Schichtflächen etwas wulstig und uneben. Infolge ganz feiner Haarrisse und Klüfte erscheint die Schichtoberfläche oft mit einem Netzwerk feiner Linien überzogen. Bei schwacher Anwitterung werden kleine Scherflächen und Kluftsysteme deutlich sichtbar: man erkennt kleinste Blattverschiebungen und „Verwerfungen". Diese zerlegen den Kalk in zahlreiche, schmale, hohe Prismen, welche durch Kalkspat fest miteinander verkittet sind. Erst bei weitergehender Verwitterung zerfällt das Gestein in eckige, prismatische Brocken.

Das dichte Gestein enthält verschiedentlich Pyriteinschlüsse; oft durchziehen Spuren von Bitumenresten das Gestein als feine schwarze Schnüre, welche Drucksuturn bilden können: feinste Fältelungen der Bitumen-Horizonte.

Sandige Kalkmergelbänke sind nicht selten.

Unter dem Mikroskop erkennt man in der dichten Kalzitgrundmasse gerundete und eckige Quarzsplitter, reichlich Glaukonit, Spatkristalle, welche teils abgerundet sind, Pyrit und Brauneisen, Muskowit, Biotit und zahlreiche Foraminiferen.

Die Mergel- und Schieferlagen der Piesenkopfserie haben eine verschiedenartige Zusammensetzung. Weiche, plattige Mergel und Schiefer können die Kalke ganz verdrängen. Vereinzelt kommen Einschaltungen muschelig-schiefriger Kalkmergel vor.

An einigen wenigen Stellen kommen innerhalb der Piesenkopfschichten einzelne grobe Brekzienbänke vor, welche Bruchstücke von Inoceramenschalen enthalten. Wie schon einmal erwähnt (S. 20), entsprechen sie möglicherweise den Brekzienbänken der „Rötenbachserie" von KOCKEL, RICHTER, STEINMANN 1931.

Grobe polygene Brekzien mit Inoceramenschalen-Resten fand ich an 3 Stellen: im Geisenriederbach bei 995 m, im Höllbach bei 1055 m und in einem Rinnsal auf dem Edelsberg-O-Hang bei 1000 m. Immer handelt es sich um einzelne eingeschaltete Bänke von 50—100 cm Dicke.

Schon mit dem bloßen Auge erkennt man außer eckigem Quarz und Kalkspat besonders rote Feldspäte.

Unter dem Mikroskop zeigen sich dazu noch Clorit, Glaukonit, Mergelkalkbrocken ähnlich Piesenkopfkalk und reichlich Foraminiferen und Schalenreste.

„Flyschalgen" auf den Schichtflächen der Mergel sind häufig. Auch Problematica, wie *Helminthoidea labyrinthica* HEER, außerdem eignartige Wülste und Knoten, dann auch Kriechspuren zeigen sich auf den Schichtflächen nicht selten.

Im SW meines Untersuchungsgebietes sind die Piesenkopfschichten weit mergeliger entwickelt, als im N und O; die plattigen Kalkbänke treten hier mehr zurück.

Auch am S-Rand der Flyschzone herrscht mergelige Ausbildung durchaus vor.

Im Scheidbach, Buchwaldsbach und Geisenriederbach ist die allmähliche Zunahme der kalkigen und feinsandigen Ausbildung gegen N zu deutlich erkennbar, wie beim Sandstein ein Hinweis darauf, daß ein Sedimente lieferndes Festland im Norden des Flyschtrogs lag.

Im Höllbach können alle möglichen Ausbildungsarten der plattigen Mergelkalke studiert werden; außer ganz dichten, reinen Kalken gibt es zahlreiche Uebergänge in fein- bis grobsandige Kalke und gelegentlich auch zwischengeschaltete Sandsteinbänke.

Die Mächtigkeit der Piesenkopfschichten ist besonders schwer anzugeben, da die Serie intensivste Spezialfaltung aufweist. So hat sich die breite Zone, welche im Höllbach eine einheitliche Mulde bildet, im unweit östlich benachbarten Gundsbach in 5 Muldenwurzeln und eine breitere Muldenfortsetzung aufgelöst.

Immerhin übersteigt die Mächtigkeit der Piesenkopfschichten sicherlich 200 m.

Die geringe Breite der Serie auf dem Südflügel des Sattels von Tristelschichten im Vilstal und am Nordrand der Sigiswanger Decke im Edelsberg-Joch ist auf tektonische Reduktion bzw. Ueberfahrung und Verdeckung durch die oberostalpinen Decken zurückzuführen.

Außer den Inoceramenschalenresten zeigten sich im Dünnschliff folgende Fossilreste:

Globigerina cretacea D'ORB.; *Globotruncana canaliculata* CUSHMAN; *Globotruncana bosqueti* REUSS; *Nodosaria* sp.; *Oligostegina laevigata* KAUFM.; *Orbulinaria* sp.; *Rotalia* sp.; *Textularia globulosa* EHRENBG.; *Textularia* sp.;

2. Liebensteiner Decke.

Die Decke weist folgenden Schichtbestand auf:

Ofterschwanger Schichten 200 m. Höchstes.
Wildflysch 100 m.
Mergel der bunten Leimernschichten 200 m.
Kalke der bunten Leimernschichten bis 80 m. Tiefstes.

Sämtliche Horizonte haben Oberkreide-Alter.

Bunte Leimernschichten.

Die bunten Leimernschichten zeigen eine auffallend große fazielle Verwandtschaft mit dem sicherlich gleichaltrigen Seewerkalk und den Leistmergeln des Helvetikums. Sie bilden in meinem Untersuchungsgebiet die Basis der Liebensteiner Decke.

Die Serie entspricht dem KRAUSschen Liebensteiner Kalk und den „Couches rouges" nur zum Teil. Es sind noch weitere etwas abweichende Gesteinstypen darin zusammengefaßt. Vier Haupttypen finden sich: 1. Liebensteiner Kalk; 2. „Couches rouges"; 3. weißliche Mergelkalke („Typus des rissigen Steins"); 4. bräunliche bis graue Mergel der bunten Leimernschichten.

1. Der Liebensteiner Kalk hat eine zu geringe räumliche Verbreitung, um landschaftlich formgebend werden zu

können. Es handelt sich um ein nur undeutlich gebanktes, reines und dichtes Gestein von roter, grünlicher oder weißgrauer Farbe. Oft zeigen sich im Gesteinsbruchstück dunkle Flecken; dann hat der Kalk große Aehnlichkeit mit ostalpinem Neokom-Fleckenkalk. Mit diesem hat z. B. KRAUS 1932 b. am Hangenden Schrofen im Vilstal den Liebensteiner Kalk verwechselt (S. 32; 34).

Im Handstück kann man den Kalk vom Seewerkalk oder ostalpinem Malm- und Neokomkalk oft nicht unterscheiden.

Das mikroskopische Bild läßt in der ganz dichten Kalzitgrundmasse zahllose Foraminiferen erkennen.

An verschiedenen Stellen ist normaler Liebensteiner Kalk begleitet von dunkelgrauen bis schwarzen Spatkalken, die auffallend glaukonitisch und sandig werden können. Sie sind schlecht gebankt, außerordentlich hart, daher massig entwickelt. Vielfach bilden sie verquetschte große Linsen innerhalb der Leimernserie.

Unter dem Mikroskop erkennt man in der Kalkgrundmasse zahlreiche eckige Quarzkörner, reichlich Glaukonit, und Kalkbrocken mit dichter Grundmasse. Die massenhaften Foraminiferen sind allerdings vielfach umkristallisiert.

2. „Couches rouges" sind recht verbreitet. Die Mergelkalke sind rot, grün oder weißgrau gefärbt und können ohne scharfe Grenze aus den festen Kalken hervorgehen oder diese ganz vertreten. Sie sind dünnbankig-flaserig und besitzen schlechte schiefrige Spaltbarkeit.

Im Schliff erweisen sich die Gesteine als außerordentlich dicht; in der stark eisenhaltigen Kalzitgrundmasse kommen gelegentlich Glaukonitkörner vor. Foraminiferen und Radiolarien sind nicht selten.

Größere Abrutschungen und Plattenschüsse sind infolge der flaserig-mergeligen Ausbildung für die „Couches rouges" kennzeichnend.

3. Vielfach fehlen rote Zwischenlagen ganz; die plattigen Mergelkalke sind dann einheitlich grauweiß oder grünlich (Typus des rissigen Steins bei Hindelang); ‚graue' „Couches rouges".

4. Das Auftreten von braunen und grauen Mergeln in der Serie der bunten Leimernschichten ist fast immer mit einem faziellen Uebergang in Leimernkalk verbunden. Die Verknüpfung damit ist ebenso innig, wie die Verzahnung der beiden Kalksteintypen untereinander. An vielen Stellen treten innerhalb der braunen Mergel Linsen von hellem Kalk der Leimernserie auf. Doch bilden die Mergel, wie die helvetischen Leistmergel, denen sie auch lithologisch ähnlich werden können, im wesentlichen das Hangende der bunten Leimernserie. Sie haben eine große Mächtigkeit und reichen wohl bis ins Senon hinein.

In gut aufgeschlossenen Profilen läßt sich ein unmerklicher Uebergang aus den Liegendschichten beobachten. Die Mergel können dabei ziemlich sandig werden, manchmal treten winzige Glimmerschüppchen auf.

Frisch erscheinen die Mergel dunkelgrau bis schwärzlichbräunlich. Gelegentlich enthalten sie schlecht erhaltene Fossilreste.

Das mikroskopische Bild zeigt:

Dichte Kalzitgrundmasse; einzelne schwach- bis ungerundete Quarzsplitter; Glaukonitkörner; Pyrit und Brauneisen; manchmal massenhaft Foraminiferen.

Die Mergelserie ist im Gelände meist nicht gut aufgeschlossen. Rinnsale und Bäche zeigen aber oft prächtige Aufschlüsse. Ziemlich vollkommene dünnplattige Spaltbarkeit begünstigt zusammen mit der mergeligen Ausbildung Gehängerutschungen. Die Plattigkeit und eine gewisse Standfestigkeit bilden ein deutliches Unterscheidungsmerkmal zu den helvetischen Leistmergeln, mit denen die Mergel der bunten Leimernschichten im Handstück manchmal große Aehnlichkeit haben. Im allgemeinen ist aber die lithologische Ausbildung beider Mergel doch verschieden: die Flyschmergel sind infolge größeren Kalkgehaltes fest, außerdem meist etwas sandig; die helvetischen Leistmergel dagegen sind durchweg milde, weiche Tonmergel.

Ein bezeichnendes Merkmal für die gesamten bunten Leimernschichten ist ihre helle bis weiße Verwitterungsfarbe.

Die Mächtigkeit von Liebensteiner Kalk und „Couches rouges" übersteigt nicht 80 m. Dagegen werden die Mergel der bunten Leimernschichten bis 200 m mächtig.

Der mittlere Ebenwiesbach weist NW Jungholz folgendes Profil auf:

1. Bis 1040 m helvetische Leistmergel, an der Ueberschiebungsgrenze stark verdrückt;
2. 2 m hell verwitternder, grauer Liebensteiner Kalk mit Flecken, stark verknetet;
3. 10 m dunkelgraue, weiche, sandige Mergel, blätterig spaltend: Mergel der bunten Leimernschichten;
4. 2 m mächtige Oelquarzitlinse (Wildflysch), darüber Linse von 2 m Liebensteiner Kalk.
5. 30 m grau-grüne fleckige Mergel, nahe den Einschlüssen schwärzlich; nach 15 m folgt 1 m mächtige Glaukonitquarzit-Linse (Wildflysch), zusammen mit Linse von Liebensteiner Kalk;
6. 6 m heller Liebensteiner Kalk, sehr hart, stellenweise auffallend grün, mit Flecken;
7. 10 m Moräne;
8. 10 m Reiselsberger Sandstein (Deckenklippe);
9. Ofterschwanger Schichten, Höhe 1080 m.

Oestlich von hier, an der Reichsgrenze, steht 10 m weit heller Liebensteiner Kalk an, der ganz das Aussehen von helvetischem Seewerkalk hat.

In dem Joch südlich der Reuterwanne unterscheiden sich die Mergel der bunten Leimernschichten durch ihre plattige, sandige Ausbildung deutlich von den im gleichen Joch nördl. davon anstehenden helvetischen Mergeln. An einer Stelle schließen sie schwarze Tonmergel und kleine Oelquarzitbrocken ein, was auf fazielle Verzahnung mit dem jüngeren Wildflysch hindeutet. Nach O werden die Mergel von Ofterschwanger Schichten abgelöst, ebenfalls ein Hinweis auf Faziesverzahnung.

In dem scharf eingerissenen Tobel, der von W her bei 1145 Meter in den Nesselwanger Reichenbach mündet, können die Unterscheidungsmerkmale zwischen Mergeln der bunten Leimernschichten und Leistmergeln gut studiert werden. Gleichzeitig fällt hier aber auch die große fazielle Verwandtschaft beider Mergel-

serien auf. Die im oberen Tobel anstehenden harten, hellen Kalkmergel und sandigen, gelblichen Tonmergel der Flyschserie werden bei etwa 1165 m von den helvetischen Leistmergeln abgelöst; das Bachwasser hat beide Mergelserien glatt poliert, und daher sehen sie sich auch äußerlich recht ähnlich. Wenn man dem S-Hang des tief eingerissenen Tobels folgt, werden aber die Unterschiede deutlich: die sandig-plattigen Leimernmergel verwittern fast weiß, das frische Gestein ist hell-braungelb. Die weichen, milden und tonigen Leistmergel mit ihrem muschelig-schiefrigen Bruch zeigen griffeligen, kleinbrüchigen Zerfall. Ihre Farbe ist, auch in verwittertem Zustand, typisch blaugrau.

Im Reichenbach, oberhalb Punkt 1097, ist die Grenze zwischen Leistmergeln und Leimernmergeln ebenfalls nicht allzu deutlich (Fig. 4, S. 45):

1. von 1097 bis zu einem scharfen Knick des Bachlaufs milde, blaugraue Leistmergel, bei der Ueberschiebungsgrenze kräftig zerdrückt und verrutscht;

2. Einsetzen von verfalteten, sandig-plattigen, bräunlich-grauen Leimernmergeln mit schwärzlichen Zwischenlagen und weicheren Mergeln; sie sind vom fließenden Wasser poliert und sehen den Leistmergeln ähnlich;

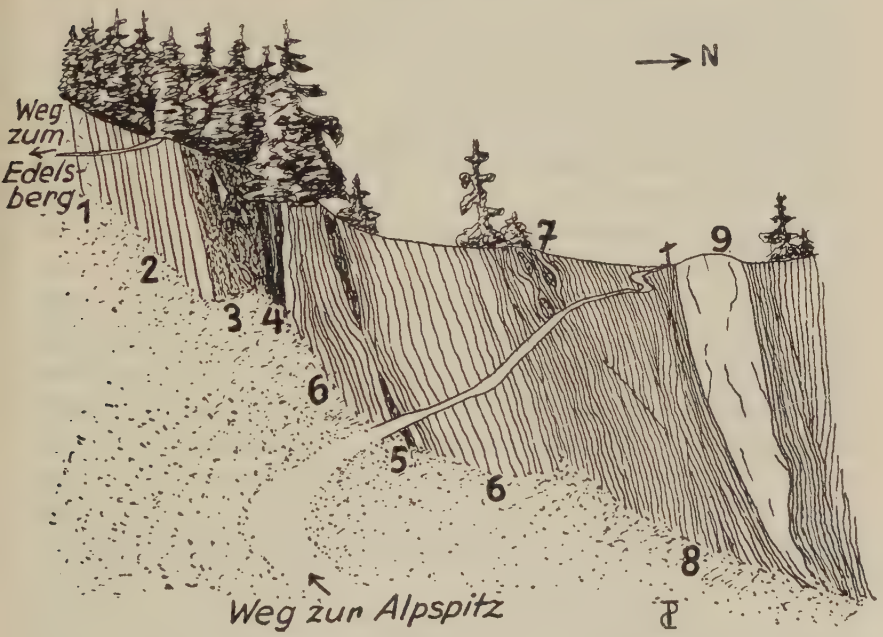
3. 100 m unterhalb der Mündung des Tobels bei 1145 m treten intensiv gefaltete, plattige Sandkalkbänke auf.

In dem Tal, das sich vom Edelsbergjoch zum Reichenbach hinzieht, stehen verbreitet Gesteine der Liebensteiner Decke an. REISER 1920—24 verzeichnet auf seiner Karte hier fast durchgehend Gehängeschutt. Der Uebergang Leimernmergel-Wildflysch ist mehrfach aufgeschlossen. So leiten um 1230 m im Bach plattige, helle Sandkalke der bunten Leimernschichten, in denen ich 2 leidlich erhaltene Seeigel fand (von denen einer sich als *Ananchytes* sp. erwies), in einen äußerst harten, glaukonitisch-sandigen Kalk über, welcher Glimmerschüppchen und rote Feldspattrümmer enthält, dazu vereinzelt grobe Spatkalke. Diese Einschaltung deutet schon Wildflysch-Fazies an. Sie ist sicherlich 10 m mächtig und wird nach S von Liebensteiner Kalk abgelöst,

welcher einen kleinen Hügel bedingt. Der dort anstehende grüne Kalk enthält dunkle Flecken.

Unter dem Reiselsberger-Sandstein der Sigiswanger Decke, welcher unweit von hier flach-schaufelartig bis hart an das Helvetikum vorstößt, steht ein Fetzen Liebensteiner Kalk mit Inoceramenschalenresten an.

Im gleichen Tal, oberhalb der „oberen Berg-Alm", fließt der Bach eine Strecke weit genau auf der Grenze von Mergeln der bunten Leimernschichten und Leistmergeln. Hier ist der Unterschied zwischen beiden Serien deutlich zu beobachten: plattige Bankung der hellverwitternden, ebenspaltenden und ziemlich festen Leimernmergel, Bildung kleiner Plattenschüsse, sandige



Figur 1.

Profil durch das Joch zwischen Edelsberg und Alpspitz.

1. Reiselsberger Sandstein
2. Piesenkopfschichten
3. Wildflysch
4. Rotlagen der bunten Leimernschichten
5. Bunte Leimernschichten: „Couches rouges"
6. Leimernschichten vom Typ „Rissiger Stein"
7. Oelquarzitlinsen
8. Mergel der bunten Leimernschichten, allmählich aus 6. hervorgehend
9. zerdrückte Linse von dunklem Leimernkalk

Fazies, im ganzen also gute Aufschlüsse; die weichen, milden Leistmergel sind dagegen nur schlecht aufgeschlossen.

Ein anschauliches Profil durch die verschiedenen Schichten der bunten Leimernserie mit ihrer faziellen Verzahnung zeigt das Joch nördlich des Edelsberges (Fig. 1.):

1. 2 m rote Mergelkalke („Couches rouges"); (Nr. 4 in Fig. 1.)

2. 10 m helle Mergelkalke vom Typus des rissigen Steins, durchsetzt von einer 2 m breiten Zone roter Mergelkalke, die sich gegen O in einzelne Linsen auflöst;

3. 25 m breite Wechselzone von hellen Mergelkalken und graubraunen Mergeln, letztere immer sandiger werdend; darin einzelne schwarze Mergellagen;

4. 30 m Mergel mit einzelnen kleinen Linsen von Glaukonit- und Oelquarzit zusammen mit schwarzen Mergeln (Andeutung eines faziellen Uebergangs in Wildflysch);

5. 6 m schwarzer, außerordentlich harter Sandkalk der Leimernserie, als ausgequetschte Linse in den Mergeln sitzend; gegen W stecken in der Fortsetzung noch einzelne zerdrückte Fetzen davon in den Mergeln;

6. über 50 m bräunliche Mergel der bunten Leimernschichten, die an das Helvetikum grenzen.

KRAUS 1932 b, der das Profil ebenfalls beschreibt, stellt diese letzteren (6.) zu den helvetischen Leistmergeln, die „zunächst feinsandig und flyschartig" sind und dann erst „in normale Leistmergel übergehen". Ein allmählicher Uebergang ist in dem Gelände bei der Einsattelung kaum zu beobachten. Die Leistmergel fehlen stellenweise sogar infolge tektonischer Reduktion ganz. Dagegen findet sich ein scheinbar wenig gestörter fazieller „Uebergang" östlich von hier, auf der S-Seite des Kappeler Köpfels.

Die Schuttansammlungen von glimmerig-sandigen und gut plattigen Mergeln der bunten Leimernschichten auf der O-Seite des Jochs lieferten verschiedene Fossilreste, u. a. einen Belemnitenquerschnitt und Schalenreste. Außerdem fand sich hier eine walnußgroße Pyritknolle.

In dem Quellbach auf der Südseite des Kappeler Köpfels fand ich bei 1340 m auf einer Gesteinsbank, die dem Typus des rissigen Steins entspricht, Inoceramenschalenreste.

Der Quellbach, der vom Edelsberg-Joch kommt, schneidet bei 1400 m eine äußerst harte Quarzit-Kalk-Linse an, ähnlich der im Joch. Die Begleitmergel sind fast schwarz, sie enthalten einzelne grüne Lagen. Das Ganze erinnert sehr an Wildflysch, dessen Verzahnung mit den Leimernschichten sich wieder andeutet.

Nördlich vom Beerenmoos, auf dem Edelsberg - N - Hang, bildet typischer Liebensteiner Kalk eine Felsrippe. Der reine Kalk ist teils rot, teils grau-grün gefärbt, mit Flecken. In einem östlich benachbarten Vorkommen von Liebensteiner Kalk fand sich ein Belemnitenrest. Auf das Vorkommen von gleichem Kalk südlich des Hofbachs hat RICHTER 1924 schon hingewiesen. Der Kalk bildet am Hang verschiedene kleinere Felswändchen. Auf beiden Seiten wird er von Mergeln der buntern Leimernschichten begleitet. Außer typischem Liebensteiner Kalk kommen hier auch grüne Fleckenkalke vor, ferner spätige, glaukonitische Sandkalke, die ziemlich dunkel werden können. Bei 1085 m, auf der Südseite des Kalkhügels, sind die Schichtflächen nahe einer kleinen Felswand voll von Inoceramenschalenresten, es ließen sich 3 Arten unterscheiden. Bestimmen ließ sich jedoch nur ein *Inoceramus cuvieri* var. *annullatus* GF. Die Leimernmergel auf der Südseite dieser Kalke enthalten bei 1065 m zahlreiche kleine Schalenreste.

Insgesamt fanden sich folgende Fossilreste in den Leimernschichten:

Belemnitenreste (Edelsberg-N-Hang); *Inoceramus cf. concentricus* GF. (unter der oberen Bergalm, auf der Edelsberg-NW-Seite); *Inoceramus cuvieri* var. *annulatus* GF.; *Inoceramus* spec.; Zweischalerreste; 2 Seeigel, von denen einer der Gattung *Ananchytes* angehört (unterhalb der oberen Bergalm).

Von der Mikrofauna ließ sich folgendes bestimmen:

Kalke der bunten Leimernschichten: *Globigerina cretacea* D'ORB.; *Globotruncana canaliculata* CUSHMAN; *Bolivina elongata* V. HANT.; *Oligostegina laevigata* D'ORB.; *Rotalia* sp.; *Pithonella ovalis* REUSS;

Agglutinierende Form ähnlich *Saccamina; Textularia globifera* REUSS; *Textularia pygmaea* REUSS; *Textularia sagittula* REUSS; Schwammnadeln, Echinodermenreste.

„Couches rouges": außer obigen Formen noch Radiolarien, u. a. *Cenosphaera* sp.;

Mergel der bunten Leimernschichten: *Anomalina* sp.; *Globigerina cretacea* D'ORB.; *Globotruncana canaliculata* CUSHMAN; *Rotalia* sp.; *Nodosaria* sp.; *Textularia aciculata* D'ORB.; *Textularia globifera* REUSS.

Ueber die pelagischen Kalke des Turons und ihre palaeogeographische Bedeutung.

Es ist verständlich, daß die bunten Leimernschichten, vor allem die Kalke, infolge ihrer für die Flyschzone ungewöhnlichen Faziesentwicklung schon früh für ultrahelvetisch gehalten worden sind. KRAUS 1932 a, b hat wohl ihre stratigraphische und tektonische Stellung in der Flyschzone richtig erkannt, aber an vielen Stellen in Bayern und im Allgäu oberostalpine Kalke, die meist dem Malm angehören und nahe der Flyschgrenze vorkommen, mit diesen „pelagischen Kalken der Oberkreide" verwechselt, die nach KRAUS auch in der Oberstdorfer Decke und dem randlichen Oberostalpin vorkommen sollen. In meinem Untersuchungsgebiet rechnete er den Malm des Rappenschrofens und des Hangenden Schrofens im Vilstal zu diesen „pelagischen Turonkalken". Deshalb sei hierauf im Folgenden näher eingegangen.

An verschiedenen Stellen innerhalb meines Kartierungsgebietes stellen sich unweit der Südgrenze des Flyschs Vorkommen von oberostalpinem Malmkalk ein, sog. „Tithonkalk". Sie waren z. T. schon REISER 1920—24 bekannt. Es handelt sich um Schubfetzen der unteren Vilser Decke, einer Lechtal - Teildecke (KOCKEL, SCHMIDT - THOMÉ, CUSTODIS 1936). An keiner Stelle innerhalb dieses Gebietes grenzen diese Malmkalke unmittelbar an den Flysch an; überall, wo die Aufschlüsse gut genug sind, beobachtet man, daß vor Einsetzen des Flyschs Gesteine des oberostalpinen „Neokoms" und „Cenomans" einsetzen, die der Allgäudecke angehören; auf diese wird weiter unten noch einzugehen sein (S. 36).

Solche Vorkommen von Malmkalk finden sich bei Unterjoch im obersten Wertachtal; im Riesenbach auf dem Osthang des Sorgschrofens; am Hangenden Schrofen; auf dem östlichen Vilsufer gegenüber dem Hangenden Schrofen; am Rappenschrofen bei Pfronten, unmittelbar vor dem Ausgang des eigentlichen Vilstals. Soweit die Vorkommen KRAUS 1932 a, b durch die Untersuchungen von Reiser bekannt waren, bespricht er sie ebenfalls. Er stellt sie als „pelagische Turonkalke, deren Alter durch ihren Gehalt an Oberkreide-Foraminiferen gesichert ist", in das „randliche Ostalpin", das den Faziesübergang aus dem insgesamt „ultrahelvetischen" Flysch vermitteln soll.

Was den „Gehalt an Oberkreide-Faraminiferen" angeht, so stellte ich an Hand zahlreicher Dünnschliffe folgende Formen fest:

Calpionella alpina LOR. massenhaft; vereinzelt *Lagena* sp.; *Orbulinaria* sp.; *Globigerina* sp.; *Textularia* sp.; außerdem *Cenelipsis* sp.; stark umkristallisierte Radiolarien; Schwammnadeln; Echinodermenreste; Schalenreste.

Hierin vermag ich keine typische Fauna von Oberkreide-Foraminiferen zu erblicken. Ich möchte mich der Meinung von CADISCH 1932 a anschließen, der das Auftreten der bekannten „Leitforaminifere" für Malm und unterste Kreide: *Calpionella alpina* LOR., näher untersucht und sich gegen die Ansicht von KRAUS 1929 b wendet, *Calpionella* sei keine eigene Gattung, sondern entstehe lediglich aus geplatzten Schalen von *Orbulinaria*.

In Unterjoch bildet Malmkalk einen kleinen Hügel, auf welchem Kirche und Schule des Ortes stehen. REISER 1920—24 hielt den Kalk für Lias, ohne aber Fossilien gefunden zu haben. Er bezog ihn tektonisch aus dem Hierlatzzug von Hotzenberg und Sorgschrofen, gab aber dazu eine unmögliche Erklärung. Ich konnte das Malmalter nicht nur aus der tektonischen Lagerung, welche derjenigen anderer fossilführender Vorkommen durchaus entspricht, sondern auch durch den Fund eines *Lamellaptychus beyrichi (?)* (OPP.) TRTH., Jugendexemplar,[1]) und durch das massenhafte Auftreten von *Calpionella alpina* LOR. im Dünnschliff

[1]) Nach freundlicher Bestimmung durch Prof. Dr. Fr. TRAUTH.

nachweisen. Der Kontakt gegen Cenomanmergel der Allgäudecke im Norden und Hauptdolomit der Oberen Vilser Decke im Süden (KOCKEL, SCHMIDT - THOMÉ, CUSTODIS 1936) ist vorzüglich aufgeschlossen.

Am Riesenbach erreicht der Malmkalk große Mächtigkeit. Wieder liegt er unter Hauptdolomit und grenzt im Norden teils an Cenoman, teils an Neokom der Allgäudecke. REISER 1920—24 verzeichnet hier auf seiner Karte nur oberostalpines Cenoman.

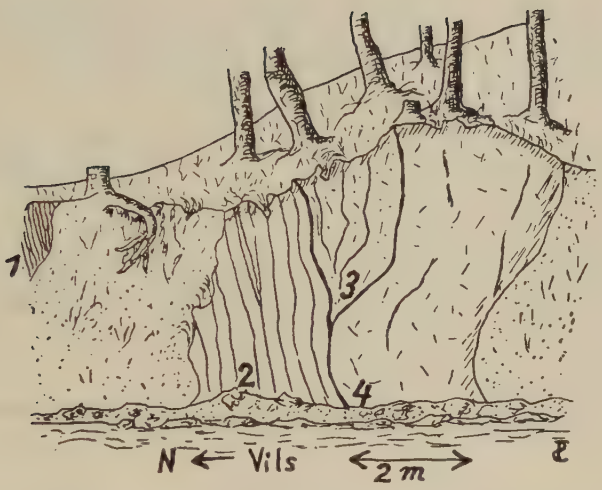
Den Hangenden Schrofen im mittleren Vilstal, einen schroffen, unvermittelt aufragenden Felshügel, beschreibt KRAUS 1932a ebenfalls. Mit dem Hauptdolomit der von Süden aufgefahrenen oberen Vilser Decke ist der Kalk so innig verbunden, daß die beiden Gesteine fest miteinander verwachsen scheinen. Dies ist unmittelbar an der Straße, am Fuße der Felswand, deutlich zu beobachten. KRAUS 1932a schreibt allerdings, daß er den Kontakt leider vergeblich gesucht habe. Schichtung ist kaum noch zu erkennen, da der Kalk stark zertrümmert ist; die dadurch begünstigte Schuttbildung erleichtert das Aufsammeln von Fossilien, von denen eine ganze Reihe gefunden wurde:

Nautilus sp.; *Perisphinctes* sp.; *Aspidoceras* cf. *avellanum* ZITT.; *Pygope diphya* COL. in 2 Exemplaren; *Lima* cf. *latelunulata* BOEHM; unbestimmbare Zweischaler und Zweischaler-Querschnitte; Crinoidenstilglieder.

Damit ist das Malmalter des Kalks am Hangenden Schrofen (Fig. 3, S. 36) sichergestellt.

Jenseits der Vils setzen die Horizonte, welche den Hangenden Schrofen aufbauen, fort (Fig. 2). Reiser verzeichnet hier ausschließlich Gehängeschutt. Am Vilsufer, wo der Kontakt des fast ausgequetschten Malmkalks — er ist zunächst nur 1—2 m mächtig — schön zu beobachten ist, fand sich ein *Belemnites* sp. Nach Osten zu wird der Malmkalk rasch wieder über 10 m mächtig.

Von dem Malmkalk am Rappenschrofen gibt REISER 1920—24 eine umfangreiche Fossilliste an. Heute ist die Fundstelle, ein vorübergehend benutzter Steinbruch, zugeschüttet und eingeebnet, so daß neue Fossilaufsammlungen in dem sonst nur mäßig aufgeschlossenen Malmkalk nicht möglich waren.



Figur 2.
Der Nordflügel des Falkensteinzuges an der Vils, gegenüber dem Hangenden Schrofen.

1. Cenomanmergel der Allgäudecke
2. Neokom der Allgäudecke
3. Malmkalk der unteren Vilser Decke
4. Hauptdolomit der oberen Vilser Decke

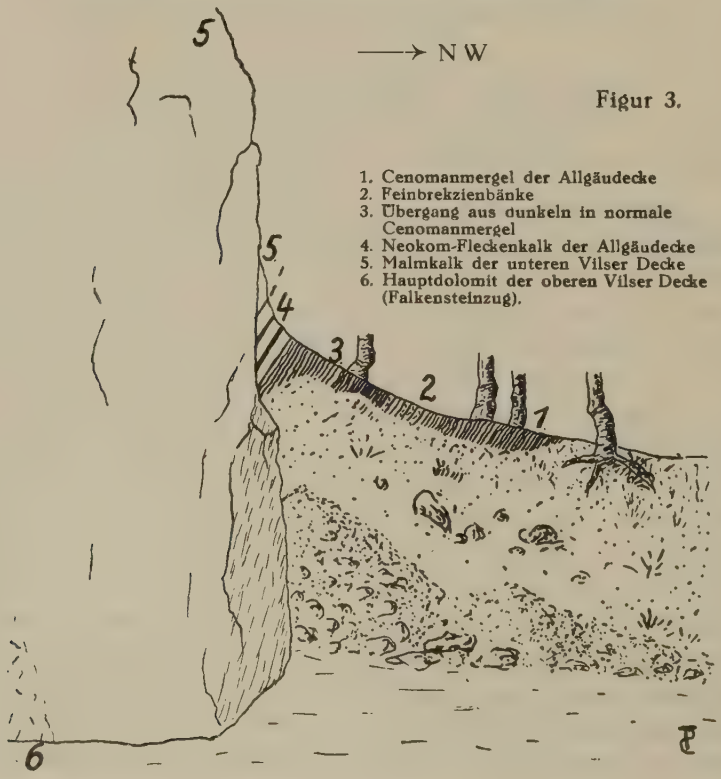
KRAUS 1932b stellt, genau wie am Hangenden Schrofen, den Malmkalk in die Oberkreide; dabei geht er allerdings über die umfangreichen Fossilangaben REISERS — dieser nennt von hier 7 Ammonitengattungen des Malm, 2 Belemniten, 5 Rhynchonellen, 3 Terebrateln, darunter *Pygope diphya* COL. — hinweg, indem er den Kalk als turonischen, „pelagischen Kalk" von Liebensteiner Fazies deutet, welcher den „transgressiven Zusammenhang der (hier im Osten aber nicht mehr vorhandenen) Oberstdorfer Flyschdecke mit dem Randostalpin" vermitteln soll. Die Auffassung von KRAUS, daß diese „pelagischen Kalke" zwischen Flyschzone und Ostalpin ein verbindendes Uebergangsglied bilden, ist infolge der Tatsache des Juraalters dieser Kalke unrichtig. Das ist für die Beurteilung der KRAUSschen Auffassung der palaeogeographisch-tektonischen Anlage und Entwicklung der mittleren und östlichen Alpen von großer Bedeutung. Damit ist ferner der von KRAUS gezogenen Schlußfolgerung einer Verschluckungszone zwischen

Zentralalpen und nördlichen Kalkalpen und der damit gefolgerten „Autochthonie" der nördlichen Kalkalpen (ebenso dem Verschwinden des Pennins und Unterostalpins vom Allgäu ab) ein Hauptbeweisstück entzogen. (Siehe auch S. 50.)

Auf die Tatsache, daß KRAUS 1932 b. auch weiter östlich, im Ammergebirge, die gleiche Verwechslung von Malm bzw. Neokom mit Oberkreide unterlaufen ist, wird unten, S. 58, noch einzugehen sein.

Was die Gesteine der Allgäudecke zwischen dem eben geschilderten Malmkalk und dem Südrand der Flyschzone angeht, so werden diese, soweit sie Kraus bekannt sind, von ihm in die Oberstdorfer Flyschdecke gestellt.

Nordflügel des Falkensteinzuges am Hangenden Schrofen.



Figur 3.

1. Cenomanmergel der Allgäudecke
2. Feinbrekzienbänke
3. Übergang aus dunkeln in normale Cenomanmergel
4. Neokom-Fleckenkalk der Allgäudecke
5. Malmkalk der unteren Vilser Decke
6. Hauptdolomit der oberen Vilser Decke (Falkensteinzug).

Das Allgäudecken-Cenoman am Nord-Fuß des Hangenden Schrofens wird von KRAUS 1932 b. eingehend beschrieben. Er hält es für Birnwangschichten der Oberstdorfer Decke. Von Norden nach Süden zeigt sich folgendes Profil[1]) (Fig. 3):

1. Reiselsberger Sandstein, von 20 m Moräne abgelöst;
2. 4 m grau-braune, etwas sandige Tonmergel des ostalpinen Cenomans;
3. 2,5 m typische, milde, graue Cenomanmergel; sie enthalten die für das Cenoman der Allgäu- und Lechtaldecke bezeichnenden Feinbrekzienlagen mit raschem Uebergang in milde Tonmergel innerhalb einer Bank;
4. 1 m etwas sandige, bräunliche Mergel, in 4 m normale, ziemlich zerdrückte Cenomanmergel übergehend;
5. 1—2 m Neokomfleckenkalk mit Mergelzwischenlagen;
6. Malmkalk des Hangenden Schrofens.

Die Feinbrekzienbänkchen des Cenomans zeigen im Dünnschliff: Eckige Quarzsplitter; Kalkspäte; Große Kalkbrocken mit umkristallisierten Foraminiferen; Glaukonit.

In der dichten Kalk-Kittmasse lassen sich von den Foraminiferen erkennen: *Globigerina cretacea* D'ORB.; *Globotruncana canaliculata* CUSHMAN; außerdem Schalenreste.

Es besteht kein Grund, die Mergel in den Flysch zu stellen, wenn sich auch am Hangenden Schrofen keine beweisenden Fossilien fanden. Doch konnten solche in dem Cenoman des Riesenbachs, welches gleiche Lagerung hat wie das am Hangenden Schrofen, — es liegt zwischen Malmkalk und Flysch — aufgesammelt werden. In dem großen Anriß bei den Riesenbach-Quellbächen fand ich: *Cardium* cf. *cenomanense* D'ORB.; *Mytilus* sp.; *Orbitolina concava* LAM.

Der am Hangenden Schrofen, seiner östlichen Fortsetzung und am Riesenbach innerhalb der Allgäudecke auftretende Neokomkalk wird am Hangenden Schrofen selbst auch von KRAUS 1932 a. beschrieben. Im Zusammenhang mit seiner Auffassung, daß Flysch und Ostalpin durch eine Uebergangszone von „pelagischem Turonkalk" miteinander verknüpft sind, deutet Kraus den

[1]) Siehe auch KOCKEL, SCHMIDT-THOMÉ, CUSTODIS 1936.

Neokom-Fleckenkalk, dessen Alter durch Fossilfunde gesichert ist, als „Liebensteiner Fleckenkalk" des Turons. Dieser leitet nach KRAUS 1932a „rasch in den pelagischen Kalk des Hangenden Schrofens über", welcher zwar „malmaptychenkalk-artiges" Aussehen hat, aber „mit seinem Gehalt an Oberkreideforaminiferen beweist, daß er nicht tithonischen Alters ist". Ich konnte das Gegenteil S. 34 beweisen.

Im Neokom des Riesenbachs, des Hangenden Schrofen und seiner östlichen Fortsetzung fanden sich folgende Fossilien:

Duvalia lata BLV.; *Belemnites* sp., sp.; *Rhynchonella* cf. *decipiens* D'ORB.; unbestimmbarer Ammonitenrest.

Im Dünnschliff zeigen sich vorwiegend umkristallisierte Foraminiferen und Radiolarien. Erkennen ließen sich: *Globigerina cretacea* D'ORB.; *Sphaerozoum* sp.; viele Spongiennadeln.

Wildflysch.

Zwischen Wildflysch und den darüber folgenden Ofterschwanger Schichten bestehen so enge Verbindungen, d. h. sie sind faziell so miteinander verzahnt, daß eine tektonische Trennung beider Serien nicht möglich ist.

Wildflysch tritt meist sattelförmig innerhalb der Ofterschwanger Serie auf. Ebenso findet er sich auch in den Leimernschichten, wie schon verschiedentlich erwähnt wurde, als Einschaltung. Daraus ergibt sich, daß die Wildflyschserie stratigraphisch über den Leimernschichten liegt und die Basis der Ofterschwanger Schichten bildet; denn zu beiden gibt es Faziesübergänge.

Der Name der Serie stammt aus der Schweiz, wo im Helvetikum und im Unterostalpin des Rätikons Wildflysch der Oberkreide auftritt. Bezeichnend für ihn sind exotische Einschlüsse, die jedoch innerhalb meines Kartierungsgebietes nur kleines Ausmaß erreichen.

Vorherrschend sind rote, grüne und schwarze Mergel und Tonschiefer, Quarzitsandsteine, gelegentlich auch Sandsteinbänke.

Größere Einschaltungen von Ofterschwanger Mergeln treten immer wieder auf. Die Exotica, mehr oder weniger große kristalline Gesteinsbrocken, bilden gewöhnlich Nester innerhalb schwarzer und grüner Tonschiefer.

Die schon genannten, außerordentlich harten Quarzitsandsteine haben eine große Verbreitung. Meist sind sie völlig zerbrochen und später wieder verkittet. Eine schwarze, schmierige Tonschicht hat vielfach den Sandstein überzogen, und auch frischer Sandstein ist oft dunkel bis schwärzlich, dazu glaukonitisch und immer muskowitreich. Der Kalkgehalt wechselt sehr.

Die Mergel und Tonschiefer sind oft arm an Foraminiferen. In einigen grobkonglomeratischen Blöcken zeigten Dünnschliffe von verschiedenen Stellen zahlreiche Bruchstücke von *Discocyclina*. Diese sind bisher nur aus der obersten Kreide und dem Alttertiär bekannt (DOUVILLÉ 1921; SENN 1935). Demnach hat also der Wildflysch wohl oberstes Kreidealter und mit ihm auch die Ofterschwanger Schichten. Doch ist nicht ausgeschlossen, daß es sich bei den Brekzien, welche Discocyclinen enthalten, um eingewalztes Material handelt. Auch die Möglichkeit, daß ein Teil des Wildflyschs und dann mit ihm die Ofterschwanger Schichten dem Paleozän angehören, ist nicht ganz von der Hand zu weisen.

Der rasche Gesteinswechsel innerhalb der Wildflysch-Serie bedingt oft größere Rutschungen; daher sind die Aufschlüsse im allgemeinen schlecht.

Die Mächtigkeit des Wildflyschs erreicht im Reichenbach etwa 150 m. Die sonstigen Vorkommen haben geringere Verbreitung und Mächtigkeit.

In dem Bach, der nordwestlich von Habsbichel in die Wertach mündet, tritt an 2 Stellen innerhalb der Ofterschwanger Schichten Wildflysch auf. Wo die Reichsgrenze nach N abschwenkt, stehen in einem kleinen Rinnsal schwarze Tonmergel mit Linsen und Knollen von zerbrochenem Quarzit und Kieselkalk an. 100 m bachauf schalten sich innerhalb der Ofterschwanger Schichten wiederum schwarze Tonschiefer und Mergel ein, die Oelquarzitbrocken enthalten.

Der Reichenbach zeigt bei 1050 m eine schmale Wildflysch-Zone und nach Durchquerung einer Ofterschwanger Mulde einen weiteren, breiten Sattel von Wildflysch[1]). Auf das genaue Profil wird im folgenden Abschnitt eingegangen; hier nur eine Beschreibung der Gesteinsserie des Wildflychs: Es finden sich rote Tonmergel mit Quarzit- und Sandstein-Einlagen. Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefern sind häufig. Wo sie größeres Ausmaß annehmen, enthalten sie Oelquarzite und andere exotische Gesteine: bis walnußgroße Glimmerschieferbrocken; grüne arkosenähnliche Brekzien mit Quarz, Glimmerschiefer, rotem Orthoklas und weißem Plagioklas. Außerdem finden sich dunkel-grüne Brekziensandsteinbrocken mit viel Glaukonit.

Das Gestein läßt im Dünnschliff zahlreiche, abgerundete Quarzkörnchen und Kalkspäte erkennen; außerdem zeigt sich Glaukonit, Brauneisen, Chlorit. An Foraminiferen finden sich Reste von *Discocyclina* sp. häufig. Von andern Foraminiferen ließ sich *Textularia* sp. feststellen.

Der Klausenbach schließt in seinem ganzen Verlauf Wildflysch auf: schwarze Tonschiefer mit Quarzitlinsen, viele Quarzitsandsteinbänke und gelegentlich Lagen vom Habitus der Ofterschwanger Mergel.

Der breite Wildflyschsattel verschwindet nach O unter Ofterschwanger Schichten und Reiselsberger Sandstein der Sigiswanger Decke.

Wildflysch findet sich als kleiner Sattel im östlichen Quellbach des Buchwaldsbachs:

1. bis 1260 m Ofterschwanger Schichten; darüber
2. wenig m schwarze, verrutschte Tonschiefer und grüne Tonmergel;
3. 5 m grüne, dichte Kieselkalke, z. T. fein gestreift und Pyritkörnchen enthaltend;
4. 5—10 m Wechsellagerung von Hornsteinbänkchen, stark zerbrochenem hartem Glimmersandstein mit Tonschiefern, beides schwarz, und einzelnen grobkonglomeratischen Glaukonit-Quarzit-Sandsteinbänken;
5. darüber Ofterschwanger Schichten.

Im Geschwendbach, südlich unter dem Edelsberg, bei 1280 Meter, wo ein Quellrinnsal von N einmündet, schalten sich den

[1]) Siehe Figur 4. Seite 45.

Ofterschwanger Schichten wenige Meter Wildflysch ein: verrutschte, schwarze und grüne Tonschiefer treten zusammen mit außergewöhnlich hartem Glimmersandstein und Quarzit auf.

Ein Dünnschliff durch einen brekziösen Sandstein aus dem Buchwaldsbach zeigt fast ausschließlich teils eckige, teils abgerundete Quarzkörner. Es ließen sich Textularien und Echinodermenreste feststellen.

Im Winkelsbach, am Kontakt zu Reiselsberger Sandstein, findet sich an 2 Stellen Wildflysch. Bei 1200 m zeigt ein frischer Anriß (1934) auf dem Südhang schwarze Tonschiefer mit Linsen von schwarzem Quarzit und äußerst hartem Glimmersandstein. Im unteren Winkelsbach zeigt ein ähnlicher Anriß außerdem noch Oelquarzitbrocken.

Im Zusammenhang mit Leimernmergel tritt Wildflysch verschiedentlich auf dem NW-Hang des Edelsbergs auf. Vorherr schend sind Tonschiefer mit Oelquarzitlinsen; der Kontakt zu den Leimernmergeln ist meist verrutscht. Auf die Oelquarzitlinsen in den Leimernschichten des Ebenwiesbachs wurde schon S. 27 hingewiesen.

Bei 1280 m, unmittelbar südwestlich des schaufelartigen Reiselsberger-Vorstoßes auf der NW-Seite des Edelberges, besteht der Wildflysch außer aus schwarzen Tonschiefern auch aus einigen über 1 m dicken Oelquarzitbänken.

Westlich vom Edelsberg-Joch, auf der Grenze der Liebensteiner Decke gegen die Sigiswanger Decke, lagert Wildflysch. Er besteht aus etwa 5 m grober Brekzie und zerdrückten, schwarzen Tonschiefern. In diesen sitzen einzelne Oelquarzitlinsen. Wo der Reiselsberger Sandstein längs einer Störung nach N vorgestoßen ist und Piesenkopfschichten und Wildflysch mit nach NW verschleppt hat, stellt sich eine kleine Spezialmulde von Wildflysch in den Leimernschichten ein. Dieser besteht hier aus Oelquarzit, Glaukonitquarzit und aus Sandstein, welcher, abgesehen von seiner großen Härte, Aehnlichkeit mit Reiselsberger Sandstein hat.

Am Weg vom Edelsberg-Joch zur Unterkunftshütte auf dem O-Hang des Edelsbergs ist der Wildflysch gut aufgeschlossen. Auch RICHTER 1924 und KRAUS 1932 b. beschreiben dieses Vorkommen. Das Profil (Fig. 1 S. 29) zeigt nach Norden folgendes:

1. Auf Reiselsberger Sandstein kommen 20 m Piesenkopfschichten;
2. die Liebensteiner Decke setzt mit 3 m schwärzlichem Tonschiefer mit Oelquarzitbrocken ein; diese leiten in hellere Tonmergel über;
3. 2 m grobkonglomeratischer Sandstein, stark verwalzt und zerrissen;
4. 5 m grünliche Mergel mit Oelquarzit- und Sandsteinfetzen, dazu schwärzliche Tonschiefer;
5. bunte Leimernschichten.

Der konglomeratische Sandstein enthält Quarzbrocken, Kalkbrocken, Quarzit, Glimmerschiefer, rote Feldspäte, diabasähnliche Brocken, Grünschiefer, große Glaukonit- und Serpentin-Brocken (RICHTER 1924).

In der Kalzitgrundmasse lassen sich Reste von Discocyclinen erkennen; einzelne dichte Kalkbrocken enthalten reichlich *Calpionella alpina* LOR.

Das Konglomerat wird also z. T. von Malmkalk-Komponenten aufgebaut.

Der Bach südlich des Hofbachs zeigt ähnlich ausgebildeten Wildflysch. Wieder findet sich grobkonglomeratischer Sandstein, begleitet von schwarzen, verrutschten Tonschiefern. Bei 1050 m ist die Serie am besten aufgeschlossen. Weiter unten tritt das brekziöse Sandsteinkonglomerat nochmals auf, nur etwas über 1 m mächtig. Es wird begleitet von schwarzen und grünen Tonschiefern mit Oelquarzit- und Quarzitsandstein-Linsen. Darauf liegen nördlich etwa 10 m Leimernmergel; darüber setzt Liebensteiner Kalk ein.

Von der Mikrofauna des Wildflyschs ließen sich erkennen:

Discocyclina sp.; *Textularia* sp. *Globigerina cretacea* D'ORB; Schwammnadeln; Echinodermenreste.

Ofterschwanger Schichten.

Als Höchstes der Liebensteiner Decke grenzen Ofterschwanger Schichten vielfach an Reiselsberger Sandstein, der im Norden durchweg die Basis der Sigiswanger Decke bildet. Die Zusammensetzung ist im einzelnen sehr mannigfaltig. Charakteristisch sind mächtig werdende Ofterschwanger Mergel.

Die weiche Gesteinsserie ist nicht besonders standfest. Die Geländeformen sind weich profiliert.

Es handelt sich vorwiegend um milde, flach muschelig spaltende Kalkmergel. Sie verwittern infolge ihres großen Tongehaltes hellgrau bis weiß. Die zahlreichen Klüfte sind vielfach durch Brauneisen verfärbt.

Die Mergel haben in frischem Zustand eine helle bis bläulich-graue Farbe. Sie sind ganz dicht; oft treten in ihnen größere, bräunliche Tongallen auf.

Unter dem Mikroskop erkennt man in der ganz dichten, an Kohleresten reichen Grundmasse kleine Quarzsplitter und Glaukonitkörner. Die winzigen Foraminiferen sind nicht besonders häufig.

Die Schichtung ist deutlich; es herrschen 10—20 cm dicke Bänke vor. Diese zerfallen schon bei leichtem Anschlagen mit dem Hammer in dünnschiefrige Platten mit leicht-muscheliger Oberfläche.

Als größere Einschaltungen innerhalb der Mergel treten oft harte glimmerreiche Sandsteine, meist kalkarm, auf. Außerdem sind „Narbenschiefer" typisch: dünnplattige, harte, konglomeratische Feinbrekzienbänke mit narbenartigen Schichtflächen; sie sind reich an Pflanzenhäcksel.

Ein Dünnschliff durch einen Narbenschiefer zeigt folgendes:

Kalzitgrundmasse; eckige, dichte Malmkalkbrocken mit *Calpionella alpina* LOR.; Glaukonit; Muskowit; Pyrit; Quarz; Pflanzenhäcksel; außerdem reichlich Foraminiferen.

Eckig zerfallende, plattige, graue, feinsandige Kieselkalkbänke kommen ebenfalls vor. Bei der Verwitterung werden sie oft bräunlich-rot. Auch rote und intensiv-grüne Mergel sind gelegentlich der Ofterschwanger Serie eingeschaltet.

Die Begleitgesteine der Ofterschwanger Mergel sind im allgemeinen wesentlich weniger mächtig als diese. Doch kann z. B. der Sandstein ziemlich große Mächtigkeit erlangen.

Im untersten Teil des Baches nördlich von Habsbichel erinnern die Ofterschwanger Schichten stark an Wildflysch; die schwärzlichen, kleinbrüchigen Mergel sind sandig, sie gehen nach

O in normale Ofterschwanger Mergel über. Aehnliche Anklänge an Wildflysch lassen sich im oberen Ebenwiesbach bei 1170 m beobachten, wo die Ofterschwanger Mergel sehr tonig und gleichzeitig grün, dann sandig und fast schwarz werden. Der gleiche Bach zeigt um 1315 m innerhalb der Mergel eine 20 cm breite Lage roter und grüner Tonmergel.

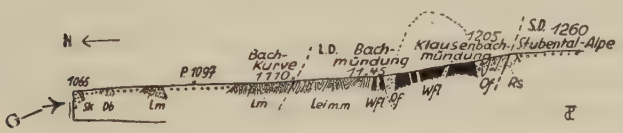
Westlich oberhalb der Stubentalalpe, zwischen Punkt 1450, wo Reiselsberger Sandstein ansteht, und dem Sandsteinrücken südlich davon, bedingen die nach O weiter streichenden Ofterschwanger Mergel eine deutliche Einsattelung. Auf dem Hang westlich über der Stubentalalpe sind die weichen Mergel gegen den tektonisch daraufliegenden Reiselsberger Sandstein durch einen scharfen Hangknick mit ausgeprägtem Quellhorizont abgesetzt.

Ein instruktives Profil bietet sich im Reichenbachtobel, südlich Nesselwang (Fig. 4). Dieses hat auch KRAUS 1932 a. näher beschrieben; er ist im wesentlichen zu der gleichen Deutung gekommen wie ich. Nur in der Abtrennung des Wildflyschs von den Ofterschwanger Schichten kommt er zu einem andern Ergebnis, ein Zeichen dafür, welch große Aehnlichkeit und Verwandtschaft zwischen beiden Serien besteht. Das Profil zeigt (siehe auch S. 28):

1. 100 m oberhalb Punkt 1097 setzen Leistmergel ein, die bis zu einer scharfen Biegung des Bachlaufs bei etwa 1110 m reichen, dort stark verfaltet und verknetet.
2. 1110 m: Leimernmergel der Liebensteiner Decke, nahe der Ueberschiebungsgrenze zusammengestaucht und verfaltet. Sie sind dünnplattig-feinschichtig und enthalten einzelne dünne Sandsteinbänke;
3. Bis zur Bachmündung bei 1145 m wechseln sandige Mergel mit Tonmergeln;
4. 25 m oberhalb der Bachmündung sind die Mergel der bunten Leimernschichten zu Ende;
5. 1146 m: 2 m rote und grüne Kalkmergel, Oelquarzitbank, dazu Ofterschwanger Mergel. Hier kommt von O ein kleines Rinnsal (erste Wildflyschzone);
6. 30 m Ofterschwanger Schichten, die eine Mulde bilden;

7. 1149 m mit einer Oelquarzitbank, roten und grünen Mergeln erneut Wildflysch einsetzend, zunächst von Ofterschwanger Mergeln des Wildflyschs begleitet, die sich auch weiter oben in 15 m Mächtigkeit nochmals einschalten. Innerhalb der bunten Mergel und Schiefer am O-Hang ein Nest mit exotischen Geröllen (S. 40).
8. Einschaltung von 20 m Ofterschwanger Mergel, die bei 1156 m allmählich in schwarze Tonmergel mit Oelquarzitbänken übergehen.
9. 1160 m von Westen ein Rinnsal mündend, dem die Reichsgrenze folgt. Hier treten innerhalb der schwarzen Tonmergel 15 m stark gestörte Ofterschwanger Mergel auf;
10. kurz vor Mündung des Klausenbachs wieder Uebergang in schwarze Tonmergel und Sandsteine des Wildflyschs mit vereinzelten Oelquarzitbänken;
11. 1200 m, wo sich der Reichenbach in einzelne Quellbäche auflöst, Beginn der Ofterschwanger Schichten mit mehreren bunten Lagen;
12. nach 15 m 80 cm rote Mergel; 1220 m, ehe die vermoorte Stubentalalpe anfängt, nochmals dünne Einschaltung von Rotmergeln;
13. kurz vor Schluß der Aufschlüsse auf dem O-Hang Einsetzen von Reiselsberger Sandstein.

Figur 4.



Pofil durch den Reichenbach bei Nesselwang.

Helvetikum	Flysch	
Lm: Leistmergel	Rs: Reiselsberger Sandstein; Sigiswanger Decke: S.D.	
Sk: Seewerkalk	Of: Ofterschwanger Schichten	Liebensteiner Decke: L.D
G: Gault	Wfl: Wildflysch mit Of-Einschaltungen	
Db: Drusbergschichten	Leim. m: Mergel der bunten Leimernschichten	

Die Ofterschwanger Schichten am S-Rand der Liebensteiner Decke greifen östlich des Nesselwanger Reichenbachs als Halbfenster in die Sigiswanger Decke ein. Sie ziehen bis zu den Quellbächen des Buchwaldbaches, wo sie in breiter Zone aufgeschlossen sind. Von hier erwähnt sie auch KRAUS 1932 b.

Im östlichsten Buchwalds-Quellbach findet sich folgendes Profil:

1. Reiselsberger Sandstein bis 1235 m, zuletzt sehr grobkonglomeratisch;
2. ab 1235 m Ofterschwanger Schichten; typische Mergel, dazu plattige, sandige Mergel, Sandsteinbänke;
3. 1260 m Wildflysch (S. 40).

4. 1275 m Ofterschwanger Schichten mit Sandsteinbänken, typischen Mergeln, Narbenschiefern, plattigen Kieselkalken;

5. 1300 m ausschließlich Ofterschwanger Mergel;

6. 1325 m Reiselsberger Sandstein.

Westlich vom Geschwendbach öffnet sich auf dem Edelsberg-S-Hang in der Sigiswanger Decke ein neues Halbfenster, das nach O zieht. Im Geschwendbach selbst sind Ofterschwanger Schichten vorzüglich aufgeschlossen. In einer Narbenschiefer-Bank waren mehrere Pflanzenstengel-Querschnitte mit z. T. deutlich sichtbaren Gefäßbündeln zu erkennen. Bei 1265 m sind den Mergeln 8 verschiedene, etwa 40 cm mächtige, rote und grüne Lagen eingeschaltet; lithologisch sind die bunten und normalen Ofterschwanger Mergel gleich ausgebildet.

Sehr gute Aufschlüsse zeigt der Winkelsbach auf dem O-Hang des Edelsbergs. Auch hier sind den normalen Ofterschwanger Mergeln bei 1200 m rote und grüne Mergelschiefer eingeschaltet, zusammen mit Narbenschiefern. An der Quelle des Winkelbachs, um 1300 m, ist die Grenze Ofterschwanger Schichten — Reiselsberger Sandstein morphologisch ausgezeichnet zu sehen. Hier wird beim Einsetzen des Sandsteins der Hang ganz steil. Im Hangknick tritt ein bezeichnender Quellhorizont auf.

Dünnschliffe durch die verschiedenen Gesteinstypen der Ofterschwanger Schichten ließen folgende Fossilreste erkennen:

Foraminiferen: *Globigerina cretacea* D'ORB.; *Orbulinaria* sp.; *Rotalia* sp.; *Textularia globulosa* EHRENBG.; dazu Echinodermenreste; Schwammnadeln; Schalenreste.

Die Gesamtmächtigkeit der Ofterschwanger Schichten beträgt weit über 100 m.

Ueber die Stellung der Ofterschwanger Schichten.

KRAUS hält heute das Alter der gesamten Ofterschwanger Serie für Gault entgegen seiner Ansicht von 1929 a, wo er für die Serie Oberkreide-Alter annehmen möchte. Nach ihm bilden die Ofterschwanger Schichten die Basis der Sigiswanger Decke, liegen

also normal unter Reiselsberger Sandstein. Ich muß dagegen nach meinen Untersuchungen die Serie der Ofterschwanger Schichten in die Oberkreide stellen, und zwar als das Höchste der Liebensteiner Decke.

Abgesehen davon, daß sich in meinem Kartierungsgebiet normal ausgebildeter Gault innerhalb der Sigiswanger Decke vorfindet, von dem es sehr unwahrscheinlich ist, daß er im N, auf so kurze Entfernung, in eine völlig andere Fazies überginge, sprechen für beide Auffassungen zunächst verschiedene Gründe. Nach beiden Ansichten ergibt sich für die kartenmäßige Lage der Serie das gleiche Bild: die oberste Schicht der überfahrenen Decke grenzt an die tiefste Schicht der darübergeglittenen Decke. So treten in meinem Untersuchungsgebiet die Ofterschwanger Schichten u. a. vielfach an der Grenze von Liebensteiner und Sigiswanger Decke auf. Für Kraus war außer der Lage wohl die Erscheinung Grund für seine Ansicht, daß in manchen Profilen ein scheinbarer fazieller Uebergang aus Reiselsberger Sandstein in Ofterschwanger Schichten zu beobachten ist.

Eine ganze Reihe von Gründen spricht aber entschieden gegen die KRAUSsche Ansicht, daß Gault in der Ausbildung der Ofterschwanger Schichten im Norden die Basis der Sigiswanger Decke bildet. Zunächst: die scheinbare „Verzahnung" von Ofterschwanger Schichten und Reiselsberger Sandstein wird dadurch vorgetäuscht, daß die Ofterschwanger Serie selbst Sandsteinbänke enthält, welche eine gewisse Mächtigkeit annehmen können. Auch KRAUS beschreibt diese Sandsteineinschaltungen verschiedentlich. — Auf die Tatsache, daß in der Sigiswanger Decke ganz normal ausgebildeter Gault[1]) vorhanden ist, der im N der vorgleitenden Decke abgeschert ist, wurde schon hingewiesen. — Ferner — und das ist der Hauptbeweisgrund für meine Annahme — treten die Ofterschwanger Schichten regelmäßig zusammen mit Wildflysch auf, welcher zweifellos der Liebensteiner Decke angehört; dabei ist die fazielle Verzahnung mit diesem

[1]) wie er ganz ähnlich auch im Helvetikum und in der Oberstdorfer Flyschdecke vorkommt,

so innig, daß an eine tektonische Trennung der Serien in meinem Kartierungsgebiet nicht gedacht werden kann. Auch KRAUS 1932a beschreibt bei der Besprechung des Reichenbach-Profils Einschaltungen von Ofterschwanger Mergeln (siehe S. 44—45) — und diese sind nach meinen Aufnahmeergebnissen manchmal über 15 m breit — in dem Wildflysch.

Im Winkelsbach liegt an 2 Stellen Wildflysch zwischen Ofterschwanger Schichten und Reiselsberger Sandstein. Diese Lagerung wäre kaum erklärlich, wenn Ofterschwanger Schichten die Basis der Sigiswanger Decke bilden würden.

Ebenso grenzt der Wildflyschsattel des Reichenbachs im O in breiter Zone gegen Reiselsberger Sandstein, während südlich des Wildflyschs sich Ofterschwanger Schichten einstellen.

Oberhalb der Röfleuter Sennalpe liegen Mergel der Ofterschwanger Schichten unmittelbar neben Piesenkopfkalk.

Was die „Verzahnung" der Ofterschwanger Schichten mit dem Reiselsberger Sandstein betrifft, so beruht die Ansicht von KRAUS wohl auch darauf, daß innerhalb des Reiselsberger Sandsteins gelegentlich geringmächtige Einschaltungen muschelig-schiefriger Mergel vorkommen. Aber Mergeleinschaltungen ganz des gleichen Aussehens kommen auch in fast sämtlichen übrigen Flyschhorizonten vor: in den Tristelschichten, im Gault, in den Piesenkopfschichten. Darauf wurde ja schon bei Besprechung der einzelnen Horizonte aufmerksam gemacht.

Alle diese Beobachtungen scheinen mir ein genügender Hinweis darauf zu sein, daß die Ofterschwanger Schichten als Hangendstes der Liebensteiner Decke anzusehen sind. In meinem Untersuchungsgebiet gibt es jedenfalls für die gegenteilige Ansicht keine stichhaltigen Gründe.

II. Tektonik.

Allgemeines.

Bei der Kartierung des Oberstdorfer Flyschs hatte KRAUS 1927 schon festgestellt, daß die Flyschzone des westlichen Allgäus aus einer mannigfaltigen Serie verschiedener Gesteine besteht. Auf

Grund dieser Beobachtungen gelang ihm später der Nachweis, daß der Flysch im westlichen Allgäu aus 3 Teildecken besteht. Es sind: Oberstdorfer Decke, Sigiswanger Decke und Liebensteiner Decke (KRAUS' Feuerstätter Decke z.T.). RICHTER 1933 wies darauf hin, daß im östlichen Allgäu und in Südbayern die Flyschtektonik sich wesentlich vereinfacht, daß es im Osten keine Flyschdecken mehr gibt: der Flysch besteht aus einer tektonisch einheitlichen Zone.

Schon innerhalb meines Untersuchungsgebietes ist eine der drei Flyschdecken des Westens verschwunden: erst unmittelbar westlich davon löst sich von der südlichen Sigiswanger Decke die Oberstdorfer Decke ab, die von nun an nach W zu eine eigene, ausgeprägte Flyschdecke bildet. Darauf weist auch die Faziesverwandtschaft beider Decken hin. Sigiswanger und Liebensteiner Decke sind dagegen faziell und tektonisch ganz scharf voneinander getrennt.

1. Liebensteiner Decke.

Als nördlichste Flyschdecke grenzt die Liebensteiner Decke auf der N-Seite, meist mit Leimernmergeln, an das Helvetikum, häufig Leistmergel, an. Die Decken-Südgrenze wird, wie oben schon erwähnt (S. 42), vielfach durch die Serie der Ofterschwanger Schichten gebildet.

Die Decke hat ihren Namen von dem sie begleitenden, charakteristischen Liebensteiner Kalk, der bei Liebenstein unweit Hindelang in großer Mächtigkeit ansteht. Mit der KRAUS'schen „Feuerstätter Decke" deckt sich die Liebensteiner Decke nicht völlig.

Ihr Bau ist einfach: die ältesten Gesteine lagern im Norden, die jüngsten im Süden. Am Decken-Südrand liegt die von S darüber geschobene Sigiswanger Decke. Ein Deckensattel mit Wildflysch im Kern im südlichen Teil der Liebensteiner Decke, der die daraufliegende Sigiswanger Decke zweiteilt, ist von größerer Be-

deutung[1]). So sind die beiden Halbfenster von Ofterschwanger Schichten und Wildflysch im Edelsbergstock zu erklären.

Die Fazies der Liebensteiner Decke, der oft fast successive, anscheinend wenig gestörte „Uebergang" in Gesteine des Helvetikums, das alles berechtigt zu der Annahme, daß wir es mit einer ultrahelvetischen Flyschdecke zu tun haben, die wohl der Wildflyschdecke in der Schweiz, stratigraphisch und tektonisch, entspricht.

Von den Flyschgesteinen der Sigiswanger (und Oberstdorfer) Decke, die ich für unterostalpin halten möchte, ist daher der ultrahelvetische Flysch der Liebensteiner Decke scharf zu trennen.

Demnach muß das Penninikum, soweit es hier im Osten überhaupt noch vorhanden gewesen ist, zwischen ultrahelvetischem Flysch (Liebensteiner Decke) und unterostalpinem Flysch (Sigiswanger Decke) abgelagert worden sein. Doch fehlen hierüber einstweilen sichere Geländebeobachtungen. Für KRAUS, welcher die ganze Flyschzone für ultrahelvetisch hält, ist die Annahme eines einheitlichen Flyschs ein wichtiger Faktor für seine Ansicht des Uebergangs vom Helvetikum über das Ultrahelvetikum in das Oberostalpin (siehe S. 36). KRAUS nimmt an, daß das Sedimentationsgebiet des Flyschs direkt zwischen dem des Helvetikums und des Oberostalpins lag. Doch fehlt dieser vorwiegend von tektonischen Gesichtspunkten aus gemachten Folgerung die stratigraphische Unterlage, da die Ansicht KRAUS', der pelagische Turonkalk stelle das fazielle Bindeglied zwischen helvetischem und oberostalpinem Sedimentationsraum dar, sich als unrichtig erwiesen hat (siehe S. 35; S. 58). Deshalb ist die Schlußfolgerung, die HENNIG 1933 aus den KRAUS'schen Beobachtungen zog, indem er „eine im wesentlichen autochthone Natur der nördlichen Kalkalpen für palaeogeographisch gesichert" hält, auch weiterhin unbewiesen.

[1]) Er entstand nach der Deckenbewegung bei der später einsetzenden Deckenfaltung, wobei die auflagernde Sigiswanger Decke gemeinsam mit ihrer Unterlage gefaltet wurde.

Fortsetzung der Liebensteiner Decke nach Osten.

Auch östlich meines Kartierungsgebietes, im Gebiet der Frey-Eisenberg-Gruppe, läßt sich die Liebensteiner Decke nachweisen. Die von REISER 1920—24 beschriebenen „Pröbstener Schichten" dieses Gebietes sind typische bunte Leimernschichten.

Gute Aufschlüsse zeigt der Graben im W von Pröbsten, ferner der Weg, welcher westlich von Punkt 855,3 der Karte 1:25 000 von der Straße abbiegt; hier enthalten die bunten Leimernschichten reichlich Inoceramenschalen. Auch der Graben südlich von Punkt 855,3 ist gut aufgeschlossen.

Das Gestein besteht teils aus hellem bis grünem Liebensteiner Kalk, teils aus darüber liegenden grünlichen und grauen Mergeln.

Weiter im O finden sich ausgezeichnete Aufschlüsse der Gesteine der Liebensteiner Decke beim Hof Rohrweiher, nördlich vom Hopfensee. Dort bildet die Decke, genau wie im Pfrontener Gebiet, einen Deckensattel innerhalb der Sigiswanger Decke. Auf seiner S-Seite kommen bunte Leimernschichten („Couches rouges") heraus. Der S-Flügel selbst ist nicht aufgeschlossen. Die bunten Leimernschichten gehen nach N in ca. 50 m Wildflysch über. An den N-Flügel des Deckensattels, also an den Wildflysch, grenzen 60 m Reiselsberger Sandstein, ehe die Aufschlüsse zu Ende sind. Der Deckensattel taucht nach O ab; denn in dem vom Hof Rohrweiher zum Punkt 854 emporziehenden Graben stehen bereits typische Ofterschwanger Schichten als Hangendstes des Deckensattels an.

Ob sich die Liebensteiner Decke noch weiter nach Osten fortsetzt, muß erst geklärt werden. Jedenfalls ist sie im Gebiet des Tegernseer und Schlierseer Flyschs verschwunden. Dafür hat das hier vorkommende Helvetikum (RICHTER, CUSTODIS, NIEDERMAYER, SCHMIDT-THOMÉ 1935) in seinen Oberkreide-Gesteinen eine Fazies angenommen, welche derjenigen der bunten Leimernschichten, der „Couches rouges", verblüffend gleich sieht.

Das stützt die Auffassung der ultrahelvetischen Stellung der Liebensteiner Decke, deren Sedimentationstrog sich im Osten anscheinend mit dem des Helvetikums vereinigte. Im östlichen Oberbayern bilden Liebensteiner Decke und Helvetikum eine stratigraphische und tektonische Einheit.

2. Sigiswanger Decke.

Die Sigiswanger Decke liegt als eine mächtige Deckenmulde auf dem S-Rand der Liebensteiner Decke. Ihren Kern bildet eine breite Zone von Piesenkopfschichten. Die Basis der Dekkenmulde ist im N tektonisch reduziert; Tristelschichten und Gault fehlen. Man erkennt dies deutlich am N-Rand der Decke und am Deckensattel der Liebensteiner Decke, wo Reiselsberger Sandstein auf Ofterschwanger Schichten und Wildflysch liegt. Die verschiedenen Reiselsberger Sandsteinklippen der Sigiswanger Decke westlich vom Reichenbach zeigen ebenfalls klar, daß der Sandstein in muldenförmiger Lagerung auf Leimernschichten, Ofterschwangerschichten oder Wildflysch schwimmt. Ferner ist an der Wertach, nahe der Deckengrenze, ein schmaler Streifen von Ofterschwanger Schichten in die auflagernde Sigiswanger Decke aus dem Untergrund eingeschuppt.

Reiselsberger Sandstein und Piesenkopfschichten weisen einen intensiven Spezialfaltenbau auf. Die große Deckenmulde mit Piesenkopfschichten im Kern zeigt auf ihren Flügeln infolge der nach S abnehmenden Sandsteinmächtigkeit unsymmetrischen Bau.

Die einzelnen Mulden wechseln in ihrer Breite auffallend rasch. Infolge des verschiedenen Achsenfallens heben sie streckenweise ganz aus. An den zahlreichen Spezialfalten läßt sich dieses Achsenfallen messen.

Im Gebiet des unteren Gunds- und Zerlachbachs stellt sich eine Reihe von schmalen Piesenkopf-Mulden ein. Hier handelt es sich um die Muldenbasis eines Teils der Hauptmulde, die im

Höllbach über 800 m breit ist. Diese „Verzahnung" an der Muldenbasis mit den Liegendschichten ist ein Zeichen intensiver Spezialfaltung und eines allmählichen Uebergangs der Liegend- in die Hangend-Serie (siehe S. 17; 19.).

Die Muldenlage der Piesenkopf-Schichten zeigt sich immer und immer wieder. (BODEN 1922; 1925 hält die Piesenkopfschichten für älter als den Sandstein.) Westlich über der Scheidbachalpe und bei Pfronten-Halden erkennt man besonders schön, wie die Mulden in die Luft hinausstreichen (RICHTER 1924). Ebenso klar und eindeutig weist der Sandsteinsattel im unteren Winkelsbach, der mit dem Ansteigen des Hangs nach W zu verschwindet, auf das jüngere Alter der Piesenkopfschichten hin.

Im S der Sigiswanger Decke wird die breite Deckenmulde von einem schmalen Deckensattel abgelöst. In ihm erscheinen die Liegendschichten der Sigiswanger Decke: Gault und Tristelschichten. Auf den ganz schmalen Sattel-S-Flügel ist das Oberostalpin aufgefahren.

Der Deckensattel von Gault und Tristelschichten im S der Sigiswanger Decke setzt sich unmittelbar nach Westen hin fort. Dort ist der Sattel noch auf die Sigiswanger Decke gegen N aufgeschuppt und weist auf seinem S-Flügel bereits die für die Oberstdorfer Decke typische Fazies der grauen Leimernmergel (der Birnwangschichten i. e. S. KRAUS') auf; diese gehen allmählich aus der Fazies der Piesenkopfschichten hervor (CUSTODIS 1936).

Innerhalb meines Kartierungsgebiets ist der Sattelbau schon ungestört; allerdings ist der S-Flügel zu wenig aufgeschlossen — das Oberostalpin ist bis fast auf den Sattelkern aufgefahren —, um die Leimernfazies ganz klar erkennen zu können. Auf die auffallende Vermergelung der Piesenkopfschichten im Süden der Sigiswanger Decke wurde schon hingewiesen (S. 23), welche den Uebergang in Leimernfazies andeutet. Aus der Oberstdorfer Decke des Allgäuer Flyschs ist im Pfrontener Gebiet ein normaler Deckensattel gewor-

den, mit Sigiswanger Fazies auf dem N-Flügel und Andeutung der Oberstdorfer Fazies auf dem Südflügel.

Fortsetzung der Sigiswanger Decke nach Osten.

Die Bauelemente der Sigiswanger Decke lassen sich östlich von Pfronten gut weiter beobachten, obwohl im Gebiet der Füssener Bucht die Flyschzone infolge beiderseitigen Achsenfallens zur Bucht hin eine Einwalmung mitmacht; sie ist hier auf weite Strecke unter einer mächtigen Lage diluvialer Deckschichten begraben. — Infolge der Einwalmung konnten die weichen Hangendmergel, welche das Flyschgebirge vorwiegend aufbauten, rasch abgetragen werden; bei der Ausräumung half wohl das Eis des diluvialen Lechgletschers mit.

Diese Ansicht vertrat RICHTER 1924, während KRAUS 1927 sie noch ablehnte. 1932 b kommt KRAUS dagegen zu einer ähnlichen Ansicht wie RICHTER 1924; nur nimmt er außer beiderseitigem Achsenfallen zur Füssener Bucht (der „Lechdelle" KRAUS') hin noch Randstörungen an.

Der Deckensattel mit Sigiswanger Fazies auf dem N- und Oberstdorfer Fazies auf dem S-Flügel ist, trotz der zunächst recht ungünstigen Aufschlußbedingungen, klar und deutlich kenntlich. Nördlich von Oberkirch am Weißensee stehen Tristelschichten des Sattelkerns in einem Bach bei der „Hintermühle" an. Südlich folgt darauf typischer Gault (Aufgefunden von C. W. KOCKEL).

Tristelschichten sind auch in der Straße von Weißensee nach Hopferau, nahe beim „Eckertsberg", aufgeschlossen. Gault des gleichen Sattelsystems findet sich bei der Achmühle nördlich von Füssen (KOCKEL, RICHTER, STEINMANN 1931).

Durch das Zurückweichen des Kalkalpen-Randes zwischen Pfronten und Füssen schalten sich vom Weißensee an graue Leimernschichten des Sattel-S-Flügels ein, die in breiter Zone am Galgenbühel bei Füssen aufgeschlossen sind und die Fortsetzung

der grauen Leimernschichten im Weißenbach bei Unterjoch (CUSTODIS 1936) [diese gehören dort der von da nach Westen ausgebildeten Oberstdorfer Decke an (S. 49; 53—54)], darstellen. Im Pfrontener Gebiet liegen sie unter den darübergefahrenen, oberostalpinen Decken.

KRAUS 1932 b hat die grauen Leimernschichten am Galgenbühel als „typische Ofterschwanger Schichten" beschrieben. Er hat die stratigraphischen und tektonischen Zusammenhänge hier unrichtig gedeutet.

Der Deckensattel läßt sich leicht in den Schwangauer Flysch weiterverfolgen. Die grauen Leimernschichten des Sattel-S-Flügels sind in einem fast 1 km langen Querprofil am N-Fuß des Hohen Straußberges, in dem Graben unterhalb der „Hölle", aufgeschlossen; sie streichen in einem rasch schmaler werdenden Zug bis gegen das Lobental hin weiter.

Südlich von dieser Mulde ist erneut Gault herausgefaltet und bildet einen zweiten, südlichen Sattel.

Dieser Gault steht zum ersten Male im „Hammergraben", bei 980 m an und läßt sich über die „Hölle" und das „Roßmösel" gegen ONO, bis zum Lobental verfolgen. KOCKEL, RICHTER, STEINMANN 1931 schieden diesen Gault als „Höllensandstein" aus. Kurz vor Erreichung des Lobentals vereinigt sich der Gault des südlichen Sattels mit dem des großen, oben genannten Deckensattels, dessen Fortsetzung in den Schwangauer Flysch weiter unten besprochen (S. 56) wird. Die zwischen beiden Sätteln gelegene Mulde von Leimernschichten und etwas Reiselsberger Sandstein hebt dabei am Jagdberg in die Luft aus.

KRAUS 1932 b glaubt, in der oben beschriebenen Zone von Leimernschichten und Gault, zwischen denen gewöhnlich auch noch eine schmale Zone von Reiselsberger Sandstein erhalten ist, eine frei schwimmende Klippe der Oberstdorfer Decke sehen zu müssen, die in die Sigiswanger Decke, ihre Unterlage, eingefaltet sei. (Seine von hier genannten „Birnwangschichten" entsprechen den grauen Leimernmergeln von CUSTODIS 1936 und nehmen

auch die gleiche stratigraphische Stellung ein.) Daß seine Auffassung nicht zutrifft, ergibt sich zunächst schon aus der oben gegebenen Beschreibung des Flyschbaus vom Vilstal ab. Hinzu kommt aber noch, daß diese „Birnwangschichten" sich auch nördlich von der „Deckenklippe" in ebenso typischer und einwandfreier Ausbildung weit verbreitet in der „Sigiswanger Decke" KRAUS' vorfinden. Sie gehen hier ganz allmählich aus den Piesenkopfschichten der Sigiswanger Decke hervor.

Die Zone von grauen Leimernschichten nördlich der KRAUS'schen „Deckenklippe" läßt sich gut nach Osten weiter verfolgen, wo KRAUS 1932 b die geologischen Verhältnisse ebenfalls anders gedeutet hat.

Hier zeigt sich der gleiche Deckensattel der Sigiswanger Decke, den wir vom Vilstal bis östlich Füssen verfolgen konnten, wieder. Südöstlich vom Bannwaldsee, unter dem „Himmelreich" und Jagdberg, sind Tristelschichten und Gault aufgeschlossen.

Gute Aufschlüsse weisen die Bäche auf, die sich unmittelbar oberhalb von Punkt 796,4 der topographischen Karte 1:25 000 vereinigen und dann die Landstraße queren. Bei 900 m setzt in beiden Bächen Gault ein und zieht von da auf der Nordseite des Jagdbergs entlang gegen das Lobental. Im Sattelkern treten verschiedentlich Tristelschichten auf mit typischen Tristelkalken, Echinodermenbrekzienbänken, z. B. in den genannten Bächen bei 1000 m. An einigen Stellen sind die Tristelschichten nach Norden bis auf die grauen Leimernschichten (Birnwangschichten KRAUS') des Nordflügels aufgeschuppt. Aber von Decken im Flysch kann man hier wohl nicht sprechen.

KRAUS 1932 b erwähnt dieses Sattelsystem nur in einem schlecht aufgeschlossenen Vorkommen auf dem N-Hang des Jagdberges.

Die grauen Leimernschichten auf dem S-Flügel des Sigiswanger Deckensattels ziehen vom Galgenbühel (S. 54—55) über die Hügel bei Schwangau zum Buchbichel. Das ganze Gebiet östlich vom Bannwaldsee und um den Hennenkopf herum besteht eben-

falls aus den gleichen „Birnwanggeschichten" der Oberstdorfer Decke von KRAUS, die hier aber ganz klar der Sigiswanger Decke angehören. Eine Oberstdorfer Decke besteht von der Wertach an nicht mehr (siehe S. 53—54).

Der fazielle Uebergang von grauen Leimernschichten in Piesenkopfschichten und umgekehrt läßt sich auf der Westseite des Buchberges östlich Schwangau, sowie in dem glänzend aufgeschlossenen Halblechprofil (KOCKEL, RICHTER, STEINMANN 1931) klar beobachten.

KRAUS 1932 b hat die Gesteine im oberen Halblechprofil, die eine Wechselfolge von Schichten in Piesenkopffazies mit solchen in Leimernfazies darstellen, als Ofterschwanger Schichten gedeutet; diese bilden nach ihm hier einen breiten Sattel. Es folgt aber nicht, wie KRAUS 1932 b angibt, eine Sandsteinzone nördlich auf den „Sattel von Ofterschwanger Schichten", — nach KRAUS liegt diese ja normal über den Ofterschwanger Schichten — sondern die fazielle Uebergangszone allein ist es, die auch weiterhin im Halblechprofil aufgeschlossen und nach Norden durch Piesenkopfschichten abgelöst ist: es findet ein Faziesübergang aus grauen Leimernmergeln in Piesenkopfschichten statt. Keineswegs kann man vereinzelte, eingeschaltete Sandsteinbänke, die für die Uebergangsfazies der grauen Leimernschichten durchaus nichts Ungewohntes sind, als geschlossene Zone von Reiselsberger Sandstein deuten. In der Halbammer rechnet KRAUS 1932 b die Serie, die ganz den gleichen Uebergang aus Leimernschichten in Piesenkopfschichten zeigt, einheitlich zu den Piesenkopfschichten.

Die weitere Fortsetzung der tektonischen Flysch-Einheiten bis zum Ammertal ist sehr einfach. Der Bauplan geht im wesentlichen schon aus der Karte von KOCKEL, RICHTER, STEINMANN 1931 hervor. Im Gebiet zwischen Lobental und Halblech besteht die Flyschzone im Norden aus einem mehrere km breiten Muldenstreifen, dessen Piesenkopffazies von Norden nach Süden allmählich in Leimernfazies übergeht. Südlich schließt sich daran an ein wechselnd breiter Sattel von Reiselsberger Sandstein. Dieser trägt am S-Rand über sich nochmals eine schmale Mulde

von Leimernschichten, welche die östliche Fortsetzung der Mulde vom Hennenkopf bildet.

Infolge des starken Vorstoßes des Oberostalpins ist östlich des Lobentals zunächst nichts mehr von dem Deckensattel der Sigiswanger Decke zu sehen. Auch die südliche Leimernmulde, die vom Hennenkopf herüberstreicht, geht verloren: die Allgäudecke ist bis auf Reiselsberger Sandstein aufgeschoben, und zwar abwechselnd mit Ober-Jura, Neokom und Cenoman.

Hier seien noch kurz die Ansichten von KRAUS 1932 b über diese oberostalpinen Gesteine erörtert.

KRAUS möchte, ähnlich wie im Westen (siehe S. 32 ff), diese Jura- bezw. Neokom-Vorkommen als „pelagischen Turonkalk" deuten. Hierzu schreibt er: „All dies fordert die Klarstellung der Frage, ob nicht statt oberostalpinem Malm hier teilweise ultrahelvetisches oder randostalpines Turon bezw. auch Neokom der Allgäudecke vorliegt. Nur einwandfreie Fossilien (aber nicht etwa „Calpionellen" und undefinierbare Aptychen) und einwandfrei beobachtete Kontaktprofile, nicht aber vorgefaßte Meinungen, können hier entscheiden."

Abgesehen davon, daß in der Untersuchung von KOCKEL, RICHTER, STEINMANN 1931 die Klarstellung bereits erfolgt ist, sind inzwischen zahlreiche Aptychen dieses Gebietes von Herrn Professor Dr. F. TRAUTH, Wien, bestimmt worden (Mitteilung von Herrn Professor Dr. M. RICHTER, Bonn). Es fanden sich:

Klausenbach nahe dem Flyschrand westlich Oberammergau: *Lamellaptychus beyrichi* OPP. (vermutlich Kimmeridge bis Tithon); *Lamellaptychus* cf. *lamellosus* (PARK.) TRAUTH (Malm bis U-Neokom); *Lamellaptychus lamellosus* TRAUTH, var. *gracilicostata* GIB. (Kimmeridge bis Tithon);

nördlich vom Bremeneck, westlich Oberammergau: *Lamellaptychus* f.; Jugendexemplar von *Lamellaptychus mortilleti* PICT. LOR. (Tithon bis Neokom);

Zeilbrüche bei Unterammergau: *Lamellaptychus beyrichi* OPP. var. n. *undocosta Trauth* (Tithon);

westlich vom Bremeneck: *Lamellaptychus rectecostatus* (PET.) TRAUTH; Jugendexemplar von *Lamellaptychus beyrichi* OPP. (Tithon);

Das Unterkreide-Alter des „fraglichen" Gesteins konnte auch im westlichen Ammergau, im Gebiet des Hammergrabens und westlich davon, duch Funde von *Duvalia* sp. und mehrerer angulicostater Aptychen sichergestellt werden. —

Westlich des Klammbachs (obere Halbammer) setzt im Reiselsberger Sandstein eine schmale Mulde von grauen Leimernmergeln ein, die über den Hengstbach, Mitter-Wachs-Büchel bei gleichzeitiger Verbreiterung in das Ammertal streicht (KOCKEL; RICHTER; STEINMANN 1931). Dabei verschwindet der Reiselsberger Sandstein, der bis hierhin den S-Rand der Flyschzone bildete: östlich von Unter- und Oberammergau sind im Aufackergebiet graue Leimernschichten wieder unmittelbar von der Allgäudecke überfahren worden. (Auf der Karte von KOCKEL; RICHTER, STEINMANN 1931 ist an der „großen Laine" nochmals Reiselsberger Sandstein verzeichnet; dieser gehört schon dem oberostalpinen Cenoman an!)

Im Aufackergebiet (BLÜHER 1932) ist dieser Zug von Leimernschichten bereits sehr breit und geht als südlichstes Bauelement der Flyschzone bis zur Leitzach östlich des Schliersees ununterbrochen weiter (RICHTER, CUSTODIS, NIEDERMAYER, SCHMIDT-THOMÉ 1935).

Der Sattel von Reiselsberger Sandstein, welcher westlich vom Ammertal eine Leimernmulde im Süden von einer Leimern-Piesenkopfmulde im Norden trennt, (Halblech-Halbammer-Profile) weist östlich von Unterammergau bereits einen schmalen Sattelkern von Gault und Tristelschichten auf; dieser verbreitert sich gegen Osten hin rasch und zeigt dabei gelegentlich Aufschuppung auf den Sattel-N-Flügel (BLÜHER 1932). Zwischen Ammertal und Murnauer Moos sind außer dem Hauptsattel im N der Flyschzone noch verschiedene Gault-Spezialsättel zu beobachten. Doch entspricht das Haupt-Sattel-System ganz dem des Pfrontener Flyschs.

Dieses Sattelsystem läßt sich ebenfalls über das Murnauer Moos weg weiter nach Osten bis zur Leitzach nachweisen (RICHTER, CUSTODIS, NIEDERMAYER, SCHMIDT-THOMÉ 1935).

Tektonische Stellung des Flyschs.

Der tektonische Kontakt des Flyschs zum Helvetikum und Oberostalpin läßt sich im Gelände immer wieder feststellen. Obwohl in Gebieten, wo Flyschmergel und helvetische Mergel aneinandergrenzen, scharfe tektonische Grenzen kaum deutlich ausgebildet sein können, da sich gewöhnlich statt größerer Abscherung intensive Kleinfaltung und Verknetung einstellt, lassen sich die Deckengrenzen doch durchweg erkennen. KRAUS 1932 a betont mit Recht, daß man bei Ueberschiebungen im Flysch statt von Schubflächen besser von Walz-Stockwerken rede.

Im Reichenbach, wo intensive Verfaltung und Durchknetung auf der Grenze Flysch-Helvetikum besonders groß ist, äußert sich die Ueberschiebungsgrenze ziemlich klar. RICHTER 1924 und KRAUS 1932 a haben sie beobachtet und beide beschrieben. Im Ebenwiesbach ist die zweimal aufgeschlossene Helvetikum-Flysch-Grenze jedesmal durch starke Verknetung, die zur Ausquetschung ganzer Schichten führt (S. 27; Wildflysch und Liebensteiner Kalk), kenntlich. Auch südlich vom Kappeler Köpfel weist die Grenzzone in den Mergeln kräftige Spezialfaltung und Scherklüfte auf. Es wurde aber schon (S. 27—28; 30; 50) darauf hingewiesen, daß stellenweise eine scharfe Grenzfeststellung zwischen Helvetikum und Liebensteiner Decke schwierig ist. Das ist bei der ultrahelvetischen Stellung der Liebensteiner Decke verständlich.

Die Flyschgrenze gegen das Oberostalpin ist nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Bei dem meist an der Ueberschiebungsgrenze liegenden Reiselsberger Sandstein ist die tektonische Beanspruchung gut daran zu erkennen, daß er völlig zerbrochen und von Klüften durchsetzt ist. Auffallend und sicherlich nicht ohne Bedeutung ist die Tatsache, daß die Vils vom Scheidbach bis Pfronten fast immer genau auf der Grenze von Flysch und Oberostalpin fließt. Dies ist sicher kein Zufall und wohl darauf zurückzuführen, daß hier eine tektonische Störungszone liegt, welche als Schwächestelle von dem abtragenden Kräften „aufgespürt" und zur Anlage des Vilstals benutzt wurde.

In diesem Zusammenhang sei noch auf eine Stelle im Vilstal eingegangen, welche auch KRAUS 1932 b beschreibt und von der er glaubt, daß sie die Aufschiebung des oberostalpinen Cenomans auf Piesenkopfschichten der Sigiswanger Decke zeige.

Oberhalb des Wehrs, das den Mühlbach der Berg- und Talsäge im Vilstal staut, besteht das Cenoman des Falkensteinzuges (KOCKEL, SCHMIDT-THOMÉ, CUSTODIS 1936) unmittelbar an der Vils aus einem rostbraunen, feinkörnigen Sandstein mit kleinen Muskowitblättchen und einzelnen größeren Quarzkörnern. Der Sandstein ist von Cenomanmergeln begleitet, die im Streichen und nach Süden von Konglomeraten abgelöst werden. Am Wehr selbst weist das tektonisch stark beanspruchte Cenoman folgendes Profil auf:

1. Im Vilsbett 1 m normale, milde Cenomanmergel;
2. 3 m Feinbrekzienbänke in Wechsellage mit zerdrückten Mergeln; häufig innerhalb der gleichen Bank Uebergang aus feinen Brekzien mit Hauptdolomit-, Spatkalk- und einzelnen Quarzbestandteilen in milde Mergel. Dies ist für das oberostalpine Cenoman besonders bezeichnend (siehe S. 37);
3. Einsetzen von normalem Hauptdodomitkonglomerat des oberostalpinen Cenomans (Hangendes;).

Die Zusammengehörigkeit von Mergeln, Feinbrekzienbänken und groben Konglomeratbänken wird durch die Uebergangsbänke, die Mergel und Brekzien zugleich enthalten, ohne weiteres klar; an eine Trennung von Mergeln und Konglomeraten ist kaum zu denken.

KRAUS stellt alle Gesteine nördlich des groben Hauptdolomitkonglomerats, also die Feinbrekzien- und Mergellagen, in die Serie der Piesenkopfschichten; er hält das Vorkommen von Feinbrekzien in den Mergeln für Einwalzungen. Abgesehen davon, daß die milden, bräunlichen Tonmergel ganz uncharakteristisch für Piesenkopfschichten sind, weist der eben geschilderte Uebergang von Brekzien in Mergel innerhalb einer Bank auf die stratigraphische und tektonische Zusammengehörigkeit von Mergeln und Brekzien hin. Die zu beobachtenden Verknetungen und Stauchungen sind so nahe der Aufschiebungsgrenze auf den Flysch verständlich.

Verfolgt man die Flyschzone nach W bis zum Rätikon, so stellt man fest, daß sie genau da „aufhört", wo die unterostalpine Falknisdecke einsetzt. Ein Vergleich der Flyschhorizonte der Sigiswanger Decke (und Oberstdorfer Decke) mit denen des Unterostalpins ergibt überraschende Aehnlichkeiten — nicht umsonst tragen eine ganze Reihe von Flyschhorizonten den gleichen Namen, wie die entsprechenden Horizonte des Unterostalpins —; daher scheint mir ein direkter Zusammenhang von Flysch und Unterostalpin recht wahrscheinlich zu sein.

Abgesehen von dieser faziellen Uebereinstimmung des Flyschs der Oberstdorfer und Sigiswanger Decke mit den Kreideschichten der Falknisdecke spricht auch die Art der tektonischen Lage beider Serien im Bau der nördlichen Alpen so sehr für ihre Zusammengehörigkeit, daß mir die Zusammenfassung des Unterostalpins im Rätikon mit der ostalpinen Flyschzone als gerechtfertigt erscheint. Die unterostalpine Falknisdecke setzt sich in der ostalpinen Flyschzone, und zwar in der Sigiswanger (und Oberstdorfer) Decke fort. Die ostalpinen Flyschgesteine stellen die Kreidehorizonte des Unterostalpins im Rätikon und im Unterengadiner Fenster dar: der südbayerische Flysch ist unterostalpin.

Lediglich die Liebensteiner Decke ist ultrahelvetisch. Die Annahme des Parautochthons von nördlichen Kalkalpen samt Flyschzone besteht nicht zu Recht; denn die Auffassung der ultrahelvetischen Stellung des Gesamtflyschs beruht auf unrichtigen Beobachtungen.

Zusammenfassung.

Die Flyschzone zwischen Wertachtal und Pfronten wurde zum ersten Male stratigraphisch und tektonisch durchgehend gegliedert. Die Gliederung hat nach Osten hin für den gesamten südbayerischen Flysch bis zur Leitzach Gültigkeit.

Die Schichtfolge des Flyschs reicht vom Apt bis mindestens in die oberste Kreide hinein. Es lassen sich zwei Hauptfazies unterscheiden: 1. die Fazies der Liebensteiner Decke (Feuerstätter Decke KRAUS'); 2. die Fazies der Sigiswanger (und Oberstdorfer) Decke.

Die Liebensteiner Decke besteht in dem untersuchten Gebiet nur aus Oberkreidegesteinen; die tieferen Schichten an der Deckenbasis sind bei der Deckenbewegung wohl abgeschert worden. Die Gesteine der Decke zeigen eine große Verwandtschaft mit dem Helvetikum. Manchmal stellen sich Andeutungen eines wenig gestörten „Uebergangs" in dieses ein (z. B. Mergel der bunten Leimernschichten — helvetische Leistmergel). Liebensteiner Kalk und ein Teil der übrigen bunten Leimernschichten erwiesen sich durch ihre Fossilführung von Inoceramen und Seeigeln als Turon. Der größere Teil der Mergel, die den oberen Teil der bunten Leimernschichten aufbauen, hat wohl Senon-Alter, (wie die oft ganz ähnlich ausgebildeten Leistmergel des Helvetikums). Wildflysch und Ofterschwanger Schichten gehören wahrscheinlich noch ganz der Oberkreide an.

Die einfach lagernde Liebensteiner Decke — älteste Gesteine im Norden, jüngste im Süden; — bildet im Süden, innerhalb ihrer jüngeren Schichtglieder, einen fast durchgehend entwickelten Deckensattel, welcher fensterartig unter der auflagernden Sigiswanger Decke herausschaut. Er ist ein Hinweis auf die Deckenfaltung nach der Deckenüberschiebung.

Auf Grund ihrer lithologischen Ausbildungsweise und ihrer wenig gestörten Lagerung am Südrand des Helvetikums darf die Liebensteiner Decke von dem übrigen Flysch abgetrennt und entsprechend der „Wildflyschdecke" der Schweiz als ultrahelvetisch bezeichnet werden.

Die Liebensteiner Decke setzt sich anscheinend nur mehr wenig nach Osten fort. Dafür nimmt die Fazies der helvetischen Oberkreide in Südbayern eine auffallend große Aehnlichkeit mit derjenigen der Liebensteiner Decke an: Helvetikum und Ultrahelvetikum sind in Südbayern zu einer stratigraphischen und tektonischen Einheit geworden.

Die Schichtglieder der Sigiswanger Decke, die Apt- bis Oberkreidealter haben, besitzen z. T. große Aehnlichkeit mit denjenigen der unterostalpinen Falknisdecke. Die Tristelschichten, die der Flyschkalkgruppe KRAUS' entsprechen, haben Apt-Alter. Die vorwiegend aus Quarzit und Glaukonitsandstein aufgebaute Gaultserie (Quarzitgruppe KRAUS') ist durch eine Kalkmergel-Serie bezw. durch die „unteren bunten Mergel" vom Reiselsberger Sandstein (Hauptflyschensandstein KRAUS') getrennt. Dieser kann auf Grund seiner, auch im Oberostalpin ausgebildeten, Sandsteinfazies und seiner Lage über dem in seiner Fazies charakteristisch ausgebildeten Gault für Cenoman gehalten werden. Mit den „oberen bunten Mergeln" setzen die Kalke und Mergel der Piesenkopfschichten ein, die der höheren Oberkreide angehören.

An den Südflügel des Deckensattels der Liebensteiner Decke legt sich die Sigiswanger Decke mit einer breiten Deckenmulde. Diese bildet ihren Hauptteil. Im Süden stellt sich ein neuer Dekkensattel ein, in dessen Kern die ältesten Gesteine der Decke zum Vorschein kommen; im Norden sind diese an der Deckenbasis abgeschert.

Innerhalb der Sigiswanger Decke läßt sich eine bemerkenswerte Abnahme der Sandsteinmächtigkeit von Norden nach Süden feststellen. Ebenso nimmt die Vermergelung der Piesenkopfschichten nach Süden zu, indem sie in Leimernmergel übergehen: bei der Sedimentation muß der Nordteil der Decke küstennäher gewesen sein als der Süden. Der Südteil der Sigiswanger Decke entspricht von der Wertach an durchaus der Fazies der Oberstdorfer Decke des westlichen Allgäus.

Der Bau der Flyschzone hat sich im Vergleich zum unmittelbar benachbarten Westen wesentlich vereinfacht: die Oberstdorfer Decke wird von einem normalen, ungestörten Deckensattel der Sigiswanger Decke abgelöst; die Oberstdorfer Decke stellt nur den selbständig gewordenen, südlichen Teil der Sigiswanger Decke dar! Dieser hat im Westen, zunächst nur als Schuppe, dann noch weiter westlich als selbständige Decke, den nördlichen Teil mit Sigiswanger

Fazies überfahren. Im Pfrontener und Füssener Gebiet liegt auf der Südseite des normalen Deckensattels Oberstdorfer Fazies und auf der Nordseite Sigiswanger Fazies.

Dieser tektonische Bauplan bleibt nun von der Wertach an nach O für den oberbayerischen Flysch kennzeichnend. Schon gleich auf der Ostseite der Füssener Bucht greift die Oberstdorfer Fazies auch auf den Nordflügel des ständig vorhandenen Deckensattels über.

So vollzieht sich am Westende des Pfrontener Flyschs, beim Wertachtal, ein grundlegender Wechsel im Aufbau der Flyschzone: der Baustil des Allgäuer Flyschs wird von dem des oberbayerischen Flyschs abgelöst. Die östlich von Füssen aufhörende ultrahelvetische Liebensteiner Decke hat für Oberbayern keine weitere Bedeutung mehr: der Flysch bildet eine Einheit; er ist nicht mehr in Decken aufgelöst!

Der oberbayerische Flysch hängt stratigraphisch und tektonisch mit der unterostalpinen Falknisdecke zusammen, er muß als ihre Fortsetzung gedeutet werden und ist somit unterostalpin.

Die Ansicht, daß die gesamte Flyschzone ultrahelvetisch sei und eine Uebergangsstellung zwischen Helvetikum und Oberostalpin einnehme, ist unbewiesen; denn die als Beweis hierfür dienende Feststellung von pelagischem Turonkalk im Helvetikum, im Flysch und im Oberostalpin, wodurch der direkte Zusammenhang der genannten Sedimentationsräume vermittelt werden soll, hat sich als nicht zutreffend erwiesen.

Damit ist nach wie vor die Auffassung, daß Kalkalpen und ostalpiner Flysch von Süden her über das Penninikum weg nach Norden vorgeschoben worden sind, noch nicht widerlegt.

Literaturverzeichnis.

Blüher, H. J. Molasse und Flysch am bayrischen Alpenrand zwischen Ammer- und Murnauer-Moos. Diss. Bonn, 1932. Abh. Bayr. Ob. Bergamt, Heft 16, 1935.

Boden, K. Der Flysch im Gebiet des Schliersees. Geogn. Jahresh. 35, München 1922.

— Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz. Geogn. Jahresh. 38, München 1925.

— Geologische Beobachtungen am Nordrand des Tegernseer Flyschs. Geogn. Jahresh. 38, München 1925.

— Ueber Konglomerate und Breccien in den bayrischen Alpen. Z. d. D. Geol. Ges. 75, Abh. Berlin 1923.

— Geologisches Wanderbuch für die bayrischen Alpen. Stuttgart 1930.

Cadisch, Joos. Wildflysch im Unterengadiner Fenster. Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Beibl. 10, 71, Zürich 1926.

— Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. Geol. Rdsch. 23, 1932a.

— Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. Ecl. Geol. Helv. 25, 1932b.

— Geologie der Schweizer Alpen. Zürich 1934.

Cornelius, H. P. Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im „Flysch" des Allgäus. Jhrb. Geol. B. A. 74, Wien 1924.

— Ueber die Kreideantiklinale des Ostertales und die Stellung der Couches rouges im Allgäu. Verh. Geol. B. A. Wien, 1925.

— Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geol. Archiv IV, München 1926.

Custodis, A. Geologie der Alpenrandzone zwischen Hindelang und der Wertach im Allgäu. Diss. Bonn 1936.

Douvillé, H. Révision des Orbitoides. Bull. Soc. Géol. France 20, 22; 1921; 1922.

Fink, W. Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. Geogn. Jhrh. 16, München 1903.

Hahn, F. F. Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Z. d. D. Geol. Ges. 64, 1912.

— Zusammensetzung und Bau der Flyschzone im Untergrund und der Umgebung des Murnauer Mooses. Z. d. D. Geol. Ges. 66, 1914.

Hennig, E. Referat über: Kraus, E.: Der nordalpine Kreideflysch. Neues Jhrb. Min. etc. 1932, III.

Kockel, C. W. Die nördlichen Alpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 1922.

Kockel, C. W., Richter, M. und Steinmann, H. G. Geologie der bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Innsbruck 1931.

Kockel, C. W., Schmidt-Thomé, P., Custodis, A. Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. Voraussichtlich Neues Jhrb. Min. etc. 1936.

Kraus, E. Neue Spezialforschungen im Allgäu. Geol. Rdsch. 18, 1927.

— Ueber Flysch und Molasse im Allgäu. Geol. Rdsch. 20, 1929.

— Calpionella alpina Lorenz als „Leitfossil". Acta Univers, Latviensis. Riga 1929.

— Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Fischen. München 1931.

— Der nordalpine Kreideflysch. Geol. Pal. Abh. N. F. 19, II. Jena 1932a.

— Der bayrisch-österreichische Flysch. Abh. Bayr. Ob.-Bergamt, München 1932b.

— Ueber den Schweizer Flysch. Ecl. Geol. Helv. 25, 1932.

— Ueber den ultrahelvetischen Kreideflysch. Ecl. Geol. Helv. 28, 1935.

Lambert, I. Description des Echinides Crétacés. 1. Le genre Echinocorys. Brüssel 1903.

Lebling, C. Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. Geol. Rdsch. 3, 1912.

Leuchs, K. Geologie von Bayern, II. Bayrische Alpen, Berlin 1927.

Leupold, W. Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Ecl. Geol. Helv. 26, 1933.

Liechti, P. Ueber das Alter des ultrahelvetischen Flyschs südlich des Thuner Sees. Ecl. Geol. Helv. 25, 1932.

Reiser, K. Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geogn. Jhrsh. 33, 35, 37. München 1920, 1922, 1924.

Richter, M. Exotische Blöcke im Wildflysch bei Oberstdorf. Centrbl. Min. etc. 1921.

— Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. Jhrb. Geol. B. A. 72. Wien 1922.

— Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. Centrbl. Min. etc. 1922.

Richter, M. Die Stellung der nördlichen Flyschzone des Bregenzer Waldes. Verh. Geol. B. A. Wien 1923.

— Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Hablech. Jhrb. Geol. B. A. 24, Wien 1924.

— Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. Geol. Rdsch. 15, 1924.

— Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. Smlg. Geol. Führer 24, Berlin 1924.

— Das Problem des alpinen Wildflyschs. Geol. Rdsch. 18. 1927.

— „Neue Spezialforschungen im Allgäu". Geol. Rdsch. 19, 1928.

— Alter und Stellung der südbayrischen Flyschzone. Zentrbl. Min. etc. Abt. B. 1933.

Richter, M., Custodis, A., Niedermayer, J., Schmidt-Thomé, P. Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzachtal in Oberbayern. 1935. Im Druck.

Senn, A. Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden. Ecl. Geol. Helv. 28, 1925.

Thalmann, H. E. Die regionalstratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferengattung Globotruncana Cushman. Ecl. Geol. Helv. 27, 1934.

Trümpy, D. Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 46, Bern, 1916.

Wanner, J. Zur Altersfrage des oberjurassischen Aptychenkalkes im Balderschwanger Klippengebiet. Geol. Rdsch. 19, 1928.

Lebenslauf.

Am 16. Juli 1911 wurde ich, Paul Schmidt-Thomé, als Sohn des im Jahre 1928 verstorbenen Notars Dr. August Schmidt und seiner Frau Elisabeth, geb. Thomé, geboren.

Ich bin arischer Abstammung und katholischen Bekenntnisses.

Vom Jahre 1917 bis zum Jahre 1921 besuchte ich die Volksschule zu Köln-Kriel und von Ostern 1921 bis Ostern 1930 das Realgymnasium zu Köln-Lindenthal, wo ich nach 9 Jahren die Reifeprüfung ablegte.

Vom Sommersemester 1930 bis zum Sommersemester 1931 studierte ich in Freiburg i. Br. Biologie, Geographie, Physik, Chemie. Mit dem Wintersemester 1931/32 begann ich in Bonn das Studium der Geologie und Mineralogie.

Meine Lehrer waren:

In Freiburg Professor Spemann, Professor Oltmanns, Professor Mortensen, Professor Mie, Professor Staudinger.

In Bonn Professor Richter, Professor Cloos, Professor Wanner, Professor Tilmann, Professor Jaworski, Professor Wilckens, Professor Brauns, Professor Chudoba, Professor Waibel, Professor Stickel, Professor Reichensperger, Professor Fitting, Professor Heidermanns.